

GPS、海面高度計、驗潮儀データ
に基づいた
海面上昇に関する測地学的研究
**Geodetic study of sea level rise
from GPS, altimeter, and tide gauge data**

北海道大学理学部地球科学科

宇宙測地学研究室

空閑 将吾

Kuga Syougo

2006年1月27日

要旨

近年、地球温暖化による海面上昇が懸念され、海水準変動の現状を把握することは世界的にも重要な課題となっている。Church 他 (2001)の研究によれば、海面上昇を引き起こす要因の最大のもは、海水の熱膨張(thermal expansion)の寄与である。このことは、衛星搭載高度計(アルチメータ)観測による海水準変動速度の分布図 (Cazenave & Nerem, 2004) と、石井他 (2003) の海水温データに基づく熱膨張起源の海水準変動速度の予測図が大まかに一致することからも見て取れる。

また、Davis 他 (2005)と Johannessen 他 (2005)は、ERS-1、ERS-2 のレーダー観測結果から、それぞれ南極氷床とグリーンランド氷床が近年厚くなり、海面上昇を抑える働きをしていることを明らかにした。しかし現在のところ、この傾向が今後も継続するという保証はない。

本研究では、驗潮儀観測で得られた海面高データを全地球測位システム (GPS) の測位データにより補正することで、地球重心に対しての絶対的な海水準変動速度を求めるという手法を試みた。これにより、陸地に対して相対的な値である驗潮儀観測による海水準変動速度から地殻変動の影響を取り除くことが出来、日本のような地殻変動が激しい地域でも絶対的な海水準変動速度を求めることが出来ることを示した。

今回の研究からは日本近海の絶対的な海水準変動速度は、平均 $1.9 \pm 0.25 \text{ mm/yr}$ 、標準偏差 2.4 mm/yr と求められた。この値は驗潮儀による全世界的な平均海水準変動速度 1.5 mm/yr (Church et al., 2001)と海面高度計による世界平均 2.8 mm/yr (Cazenave and Nerem, 2004)の中間的な値となっている。また、得られた結果は顕著な地域性を示している。例えば北海道東部や東北地方太平洋側などでは上昇傾向、東海地方や四国南西部などでは下降傾向にある。しかしこの地域性は、アルチメータ観測で得られた海水準変動速度の地域性と必ずしも一致しておらず、地域によっては異なる傾向が観測されているところもある。

今回用いた手法は、海面変動のトレンドが驗潮・GPS 両データの観測期間を通じて一定であることを前提としている。しかし今回の解析においては、GPS 測位データが約 10 年分しかないのに対し驗潮データは長いもので約 50 年分あるというような観測期間の差がある。この影響が、近傍の驗潮所で海水準変動速度が大きく異なったり、アルチメータ観測で見られた地域性と異なる地域性が見られたりする結果を引き起こしていることは否定できない。しかし今後、GPS 測位データや驗潮データがカバーする時間幅が十分に長くなり、また解析に用いるデータ期間を慎重に検討することにより、データ期間の場所による差の影響を取り除くことが出来ると考えられる。さらに、アルチメータ技術だけでは観測できなかった、細かい地域性を観測できるかもしれない。

目次

1	はじめに	4
1.1	海水準変動について	4
1.1.1	海水準変動の観測	4
1.1.2	海水準変動を引き起こす要因	8
1.2	南極氷床の海水準への影響	14
1.3	グリーンランド氷床の海水準への影響	18
2	絶対的な海水準変動速度	21
2.1	GPS とは	21
2.2	験潮データを GPS で補正する	23
3	解析手法	25
3.1	験潮データ	25
3.2	GPS 測位データ	27
4	解析結果	29
4.1	相対的な変動速度の分布	29
4.2	日本近海の絶対的な海水準変動速度	40
5	考察	45

6 謝辞 48

7 参考文献 49

1 はじめに

近年、地球温暖化による海面の上昇が世界的な問題として取り上げられている。ある試算によると、南極大陸とグリーンランドの氷が全て溶けた場合、海水準が70メートル上昇すると考えられている。そして海面上昇の結果、熱帯・亜熱帯地域での食糧生産の減少とそれに伴う飢饉や難民の増加、洪水や干ばつの増加など世界的に大きな影響が出るものと予想される。現在既に海拔の低い島国などでは国土の消失の可能性が懸念され、ポリネシアのツバルでは将来的に国土を捨て集団移住する計画も持ち上がっている。このように海水準変動の現状を把握することは世界的に重要な課題となっている。

そこで本論文では、“Present-day sea level change: observation and causes”(Cazenave and Nerem, 2004)にまとめられている海水準変動の観測結果や要因と、衛星搭載レーダーによる南極氷床やグリーンランド氷床の変化に関する最近の研究成果を紹介した上で、GPS、海面高度計(アルチメータ)、験潮儀などの測地学的データから日本近海での海水準変動速度について論ずる。

1.1 海水準変動について —Cazenave & Nerem (2004)によるレビュー—

1.1.1 海水準変動の観測

海水準を直接的に測定する方法としては験潮儀による観測と衛星によるアルチメータ観測がある。前者は100年以上前から実用化されてきた技術であるのに対し、後者は10年ほど前に利用可能になったばかりである。

験潮儀観測は、ここ何十年もの間の海水準変動を決定する際に主要な手段として用いられてきた。これは地殻に対し相対的な観測をするという点では優れた観測方法であるが、絶対的な海水準変動を観測するには問題が多い。「陸地と海の境界線すなわち海岸でしか観測できない」「陸地を基準としているため地殻上下変動があると真の海面変動と異なる値が得られる」という二つの制約があるためである。Douglas 他(2001)とPeltier(2001)は地殻変動が活発ではない地域の験潮儀を選び、ポスト・グレイシャル・リバウンド(最終氷期後アイソスタシー回復のために氷床で覆われていた地殻が継続的に隆起する現象、Post-glacial Rebound: PGR)の値を予測することによって、約 1.8mm/yr という値を得た。だが、次に述べるアルチメータ観測による値との差は依然として大きい。

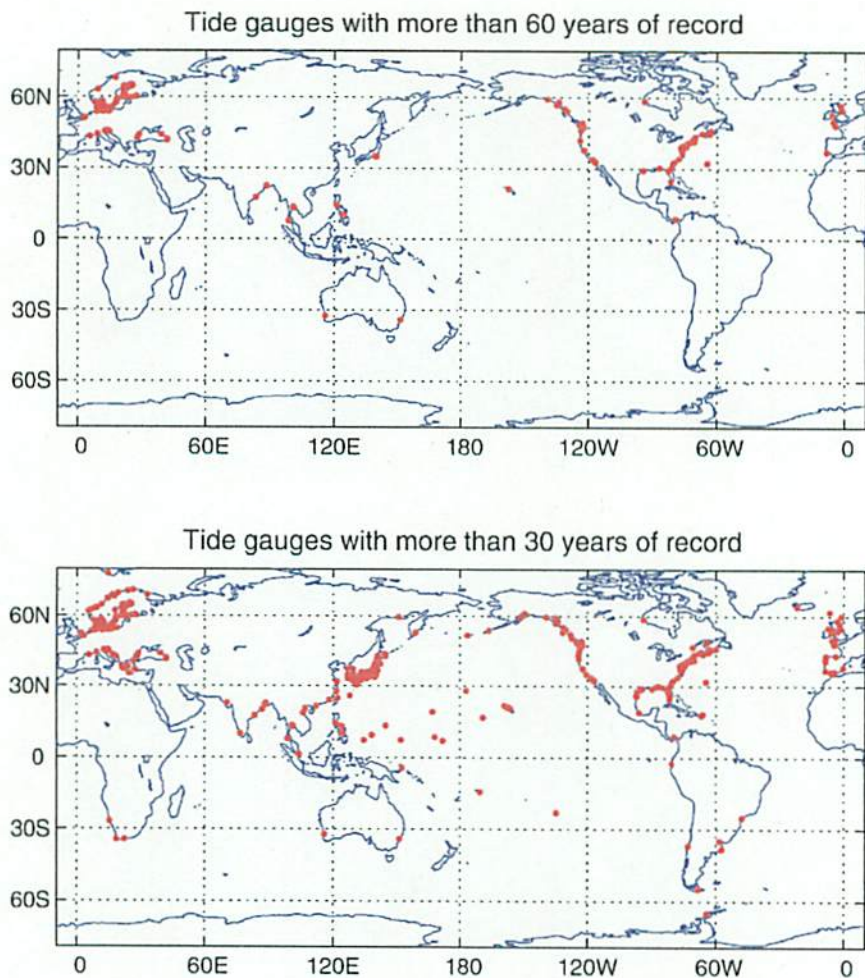


図 1-1. 験潮所の分布(Woodworth and Player, 2003)

(上)60 年以上前からある験潮所の分布、(下)30 年以上前からある験潮所の分布

衛星搭載アルチメータによる海面高の精密な観測は、1992 年の TOPEX/Poseidon(T/P)の打ち上げから始まったが、その成功の裏には GEOS-3、Seasat、Geosat、ERS-1 などのミッションで積み重ねられた実績があった。2001 年には Jason が打ち上げられ、海面高のアルチメータ観測は途切れることなく続いている。アルチメータ衛星は、高度約1000km から振動数の異なる 2 種類のマイクロ波を用いて衛星と海面の間の距離を測定している。衛星の位置は GPS などの技術により正確に決められる。衛星の高度からアルチメータで測定した衛星・海面間の距離を引くことで地球重心を基準とした海面高を求めることが出来る。得られた値に、湿度によるマイクロ波の遅れ、気圧、固体地球や海水の潮汐などの影響の補正を行って最終的な海面高が得られる。T/P や Jason の観測精度は2-3cm と示されている。T/P

は10日で地表全体を覆うペースで観測を繰り返している(図1-3)。

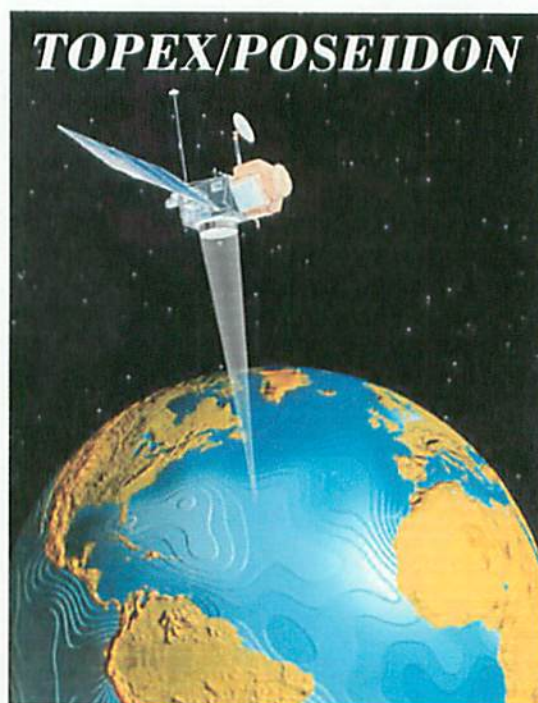


図1-2. (上)TOPEX/Poseidonのイメージ画像
(下)TOPEX/Poseidonによる観測のイメージ
(NASA/JPLのホームページより)

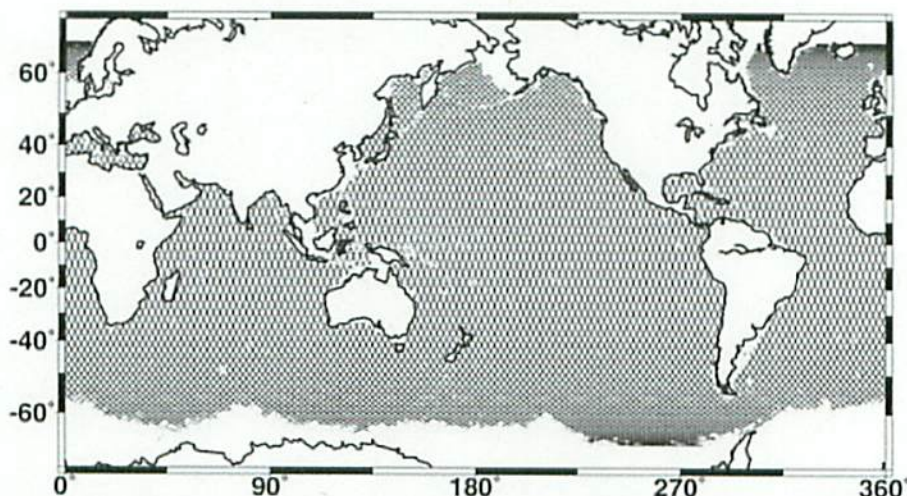


図1-3. T/Pの観測範囲 (Cazenave and Nerem, 2004)。10日かけて網がかかった範囲を観測する。南極や北極付近の空白は氷のために観測出来ない範囲。

アルチメータ観測の結果を示す論文は数多く発表されてきたが、現在は海水準の変化率は $2.8 \pm 0.4 \text{ mm/yr}$ とされている(Nerem and Mitchum, 2001a, 2001b)。そしてその大部分は熱膨張や塩分の変化による見かけの変動であるとされている。この変動の大部分は南方の海の変動に起因することが示されている。特に、1997年から1998年にかけてのエルニーニョ・南方振動(ENSO)の際には15mmの海水準の上下が観測された。

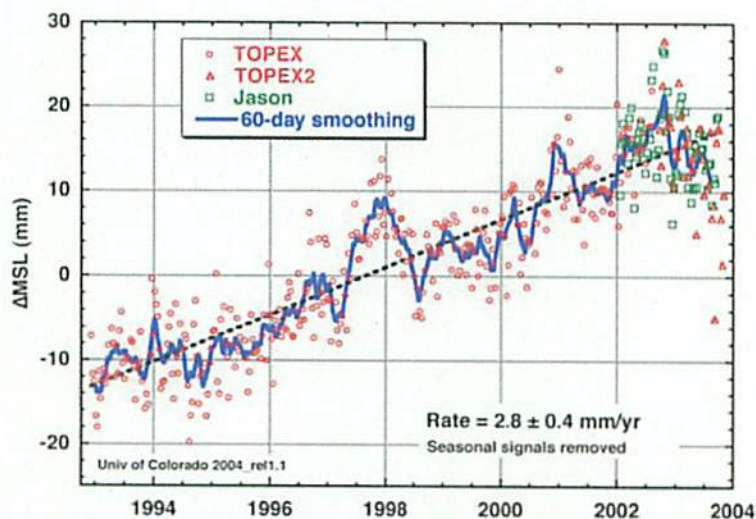


図1-4. T/PとJasonが観測した10日毎の海水準の変動(Leuliette et al., 2004)。T/Pが赤、Jasonが緑。青い線は60日間のデータでならしたもの。気圧補正はされていないが、季節変動は取り除いてある。変化率は $2.8 \pm 0.4 \text{ mm/yr}$ 。

T/P によるアルチメータ観測の重要な成果は海水準変動に大きな地域性があることを明らかにした点である(図 1-5)。驗潮儀による観測しか行われていない時は、多くの研究者は海水準変動は海域によらず一定であると信じていた。しかしアルチメータ観測によって、海域によっては海水準変動速度の世界平均 $2.8 \pm 0.4 \text{ mm/yr}$ の10倍もの速度の海面上昇を示す場合があることが分かったのである。例えば西太平洋とインド洋南部などがその海域に当たり、大西洋ではこの10年間海面が上昇していることも分かった。対照的に、東太平洋やインド洋西部などでは海面が下降していることも明らかになった。しかし、地球全体として海面は上昇を続けているのである。

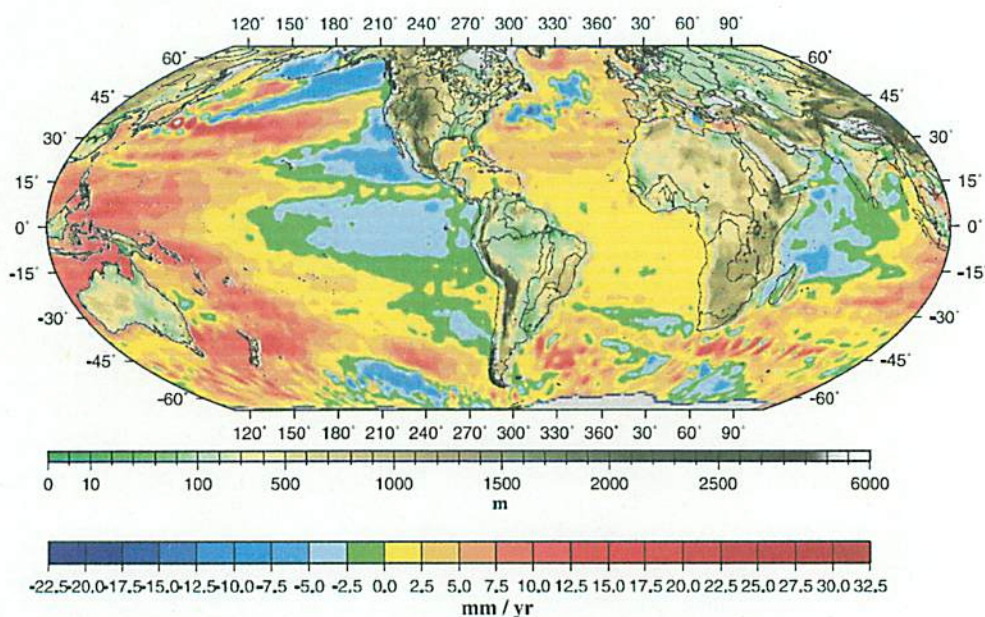


図 1-5. 1993 年から 2003 年にかけての T/P の観測による海水準変動速度の分布(Cazenave and Nerem, 2004)。図 1-4 で示したとおり、平均すると $2.8 \pm 0.4 \text{ mm/yr}$ となる。見られる変動のパターンは主に 10 年スケールの変動の影響と考えられている。

現在、アルチメータ観測のデータがカバーする時間幅が十分に長くなってきたことで、衛星で観測された海水準変化率が、気候変動モデルから導かれる海水準変動や気温の予測の裏付けを与えることが出来るのではないかと期待されている。

1.1.2 海水準変動を引き起こす要因

海水準変動の現状を観測から把握することと同様に、海水準変動を引き起こす個々の要因についての研究も重要な意味を持つ。IPCC(Intergovernmental Panel on Climate Change:気候

変動に関する政府間パネル)の報告(Church et al., 2001)によると、図 1-6 に示すように、海水準変動に対する最も大きい正の寄与($0.3 - 0.7 \text{ mm/yr}$)は、主に 1950 年代以降に起こった海水温の上昇による海水の熱膨張(thermal expansion)によるものである。これは水分子の移動を伴わない見かけ上の変動である。この概算は、Ocean General Circulation Models (OGCMs) という海洋モデルに基づいている。

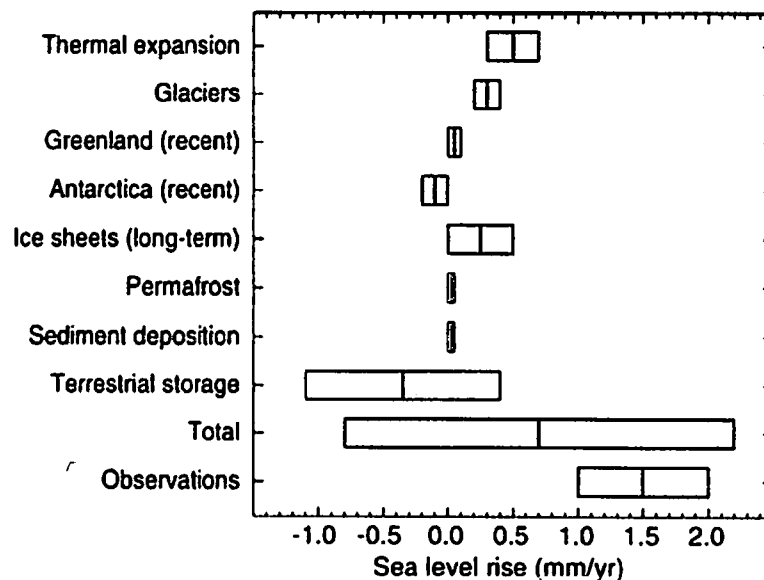


図 1-6. 海水準変動を引き起こす要因それぞれの寄与の概算と
 験潮儀での観測値(Church et al., 2001)

山岳氷河(Glaciers)の融解による海水準変動への寄与は、 $0.2 - 0.4 \text{ mm/yr}$ と見積もられている。また、最も不確定性が大きい要因は、ダム建設等に代表される人間活動による陸地での貯水(Terrestrial storage)である。これによる海水準変動は、 $-0.35 \pm 0.75 \text{ mm/yr}$ と見積もられている。直接の人為的要因は海水準を下げる方向に働いている可能性が高いという事実は興味深い。これらの要因の寄与を合計すると、 $0.7 \pm 1.5 \text{ mm/yr}$ となる。しかし、個々の要因が持つ誤差が大きく、どれが海水準変動の主要な要因であるかは特定できない。一方、験潮儀で観測された海水準変動速度は、 $1.5 \pm 0.5 \text{ mm/yr}$ である(Church et al., 2001)。様々な要因を合計した値は 0.7 mm/yr なので、観測値の方が 2 倍以上も大きいということになる。しかし予測値の誤差が大きいため、両者が有意に異なるとは言いがたい。

ここからは、幾つかの要因についてももう少し詳しく見ていくことにする。図 1-7 は T/P の観測による海水準変動速度と、石井他(2003)による 1993 年から 1998 年までの海水温のデータに基づいて海水の熱膨張に起因する海水準変動速度の分布を比較した図である。これら 2 つの図の、熱帯地域と北半球での分布の一致は顕著であり、変動の地域性の主な原因が海

水温の変動であることを示唆する。しかし 30°S 以南の海域では、T/P の図に見られる上向きの変動が、熱膨張の図ではあまり再現されていない。これは、陸から離れた海域であることによる海水温のデータの不足の結果であるかもしれない。しかし Gille (2002)の研究報告によれば、この海域でも 1950 年代以降、特に 1990 年代に入ってから顕著な海水温の上昇が起きているので、T/P の図に見られる南半球の海域の海水準上昇を熱膨張以外の要因によると断定することは出来ない。

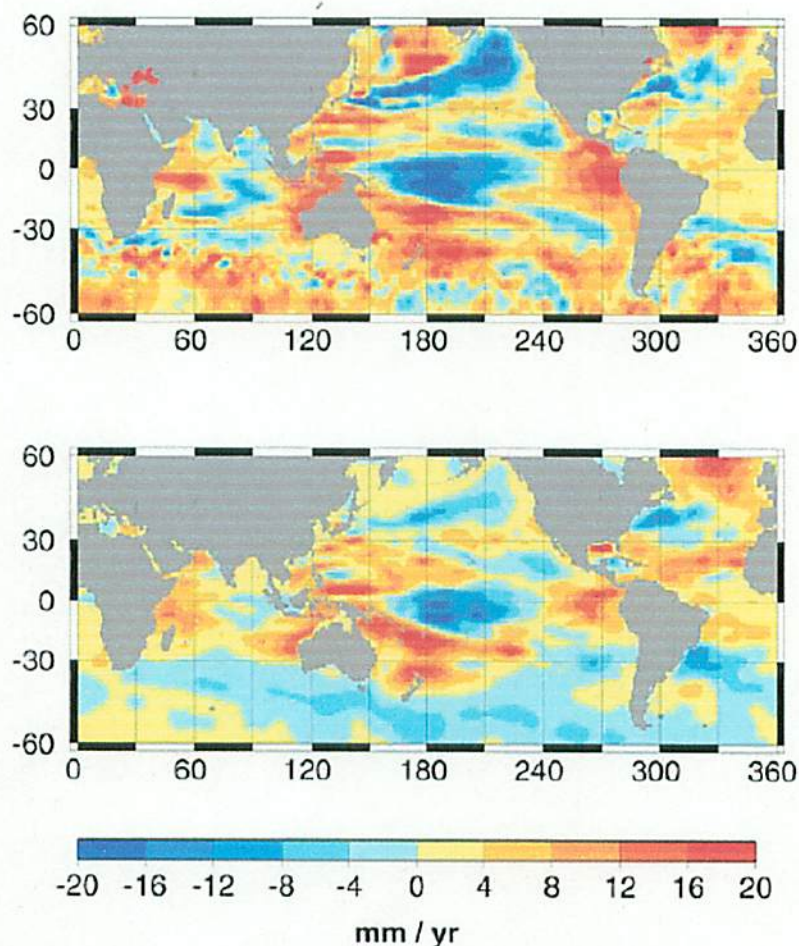


図 1-7. (上)T/P の観測による海水準変動速度の分布、(下)石井他(2003)に基づいた熱膨張による海水準変動速度 (Cazenave and Nerem, 2004)。

見かけ上の(水分子の移動を伴わない)海水準変動には、海水の熱膨張による変動(thermosteric change)の他に海水の塩分の変化による変動(halosteric change)がある。Antonov 他(2002)は、深さ 0-3000m、65°N から 50°S の範囲の 5 年毎の平均海水温のデータ(Levitus et al., 2000b)を用いて、1957 年から 1994 年までの見かけ上の海水準変動を計算した(図 1-8)。この曲線は、海水温と塩分の両方の寄与を含む。この期間の見かけ上の海水準変動速度は

0.55±0.07mm/yr となったが、塩分の変化による変動はわずか0.05mm/yr しかなく、熱膨張の効果の10%しかないと見積もられた。この見かけ上の変動の寄与は、気候変動モデルに基づいてChurch 他(2001)が求めた過去100年の概算(0.3–0.7mm/yr)とよく一致している。図1-8の曲線には、1970年代前半と1980年代中盤に急激な増加が見られる。気候変動モデルではこのような急激な変化は再現できないと思われる(Gregory et al., 2001; Sun and Hansen, 2003)。しかし、今のところはこれがモデルの欠陥を表すものなのかははっきりしていない。

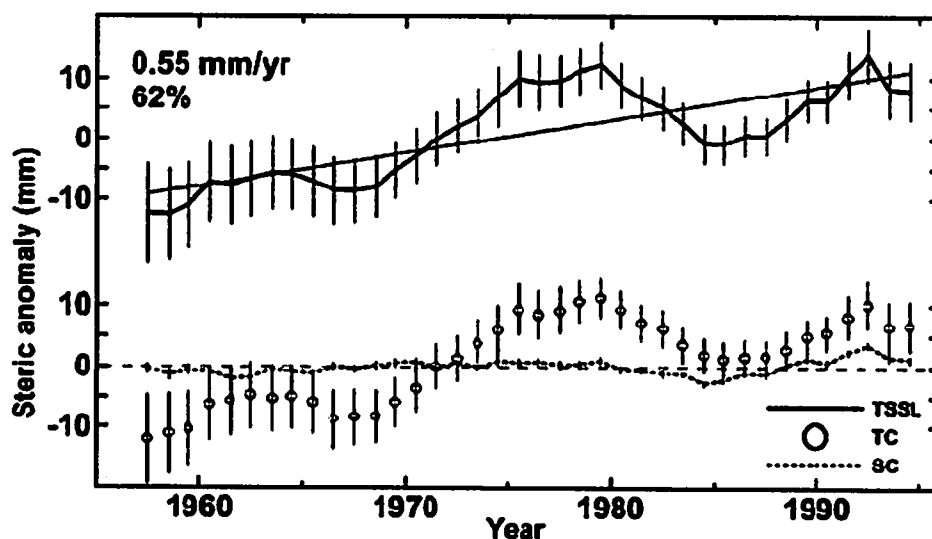


図1-8. 1957年から1994年までの見かけ上の海水準変動(Antonov et al., 2002)。白丸は熱膨張による変動(TC)。点線は塩分の変化による変動(SC)。実線はTCとSCの和(TSSL)。深さ0–3000m、65°Nから50°Sの範囲の5年毎の平均海水温のデータ(Levitus et al., 2000b)に基づいている。

人為的要因による海水準変動は、トータルで $-0.35 \pm 0.75 \text{ mm/yr}$ と見積もられている(図1-6)。Gomitz(2001)によれば、陸水学のサイクル上の人為的要因の影響は次のように表すことが出来る。

$$SLC = (G + U + CD + D + WE) - (RE + I)$$

ここで、SLCは人為的要因による海水準変動の総計、Gは地下水の採取による変動、Uは都市化によって地面に染み込まず流れ去る水の増加による変動、CDは化石燃料の燃焼やバイオマスの分解によって放出される水による変動、Dは山林伐採によって地面に染み込まず流れ去る水の増加による変動、WEは湿地帯の排水による変動、REはダム貯水による変動、Iは灌漑による変動である。海水準を下降させる方向に働く成分(マイナスのついた

要因)はダム貯水と灌漑によるものだけで、その他は海水準を上昇させる方向に働く。

地球温暖化の結果、過去 100 年間で世界中の山岳氷河が後退している。グリーンランドと南極の氷床を除く大陸氷河が地表の氷全体の中で占める割合はごくわずかしかないが、海水準変動への寄与は熱膨張に次いで 2 番目に大きい。また、山岳氷河は高緯度にあるグリーンランドや南極の氷床と比べて、気候変動に対する応答が速い。Church 他(2001)は世界的な氷河の海水準変動への寄与の概算をまとめた。彼らの計算は世界各地にあるいくつかの代表的な氷河の質量収支の研究に基づいている。期間にもよるが、これらの寄与は海水準変動速度に換算して $0.2 - 0.4 \text{ mm/yr}$ と見積もられている。図 1-9 は、1965 年からのアラスカの氷河を含む山岳氷河の融解に起因する海水準の時間変化を示している(Meier and Dyurgerov, 2002)。これによると、山岳氷河の融解による海水準変動速度は 0.41 mm/yr となる。

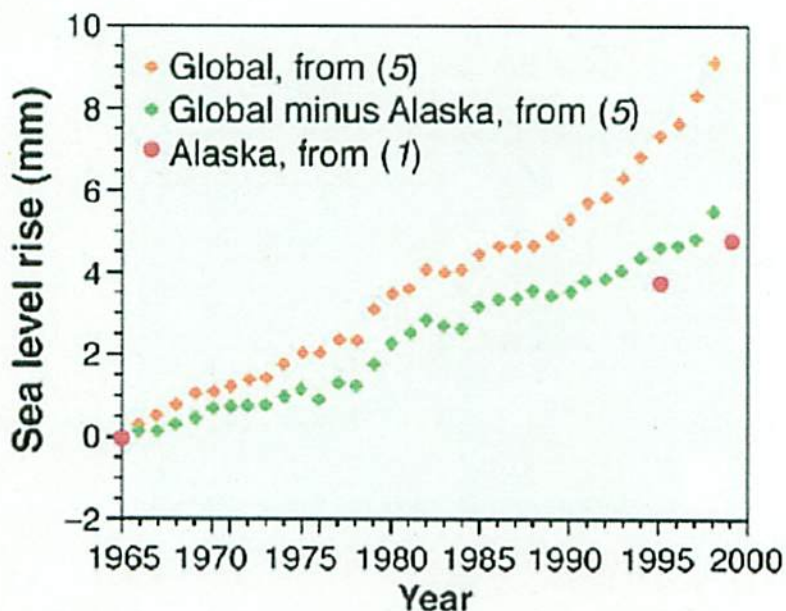


図 1-9. アラスカの氷河を含む山岳氷河の融解による海水準の時間変化 (Meier and Dyurgerov, 2002)。オレンジの点が地球の氷河全体。緑の点がアラスカ以外の氷河(アイスランド・アルプスなど)。赤の点がアラスカの氷河を表す。氷河全体の寄与は 0.41 mm/yr となる。

図 1-10 は、南極・グリーンランド・山岳氷河のそれぞれが融解したとき、世界の海水準変動にどのような影響を与えるかを計算した結果である(Mirovica et al., 2001)。氷床が融解すると、それらがもっていた質量の消失によって周りのジオイドが下降し、海水全体の量が増えるのにもかかわらず氷床周囲の海域の海水準が下がることが知られている(Mitrovica

et al., 2001; Plag and Juttner, 2001; Tamisiea et al., 2001)。T/P による海水準の記録は時間的に短すぎてこのパターンを確認することは出来ないが、将来は衛星による海面高度の計測が、大きな氷床や山岳氷河の融解による海水準変動の個別のパターンを見つける役割を果たすだろう。

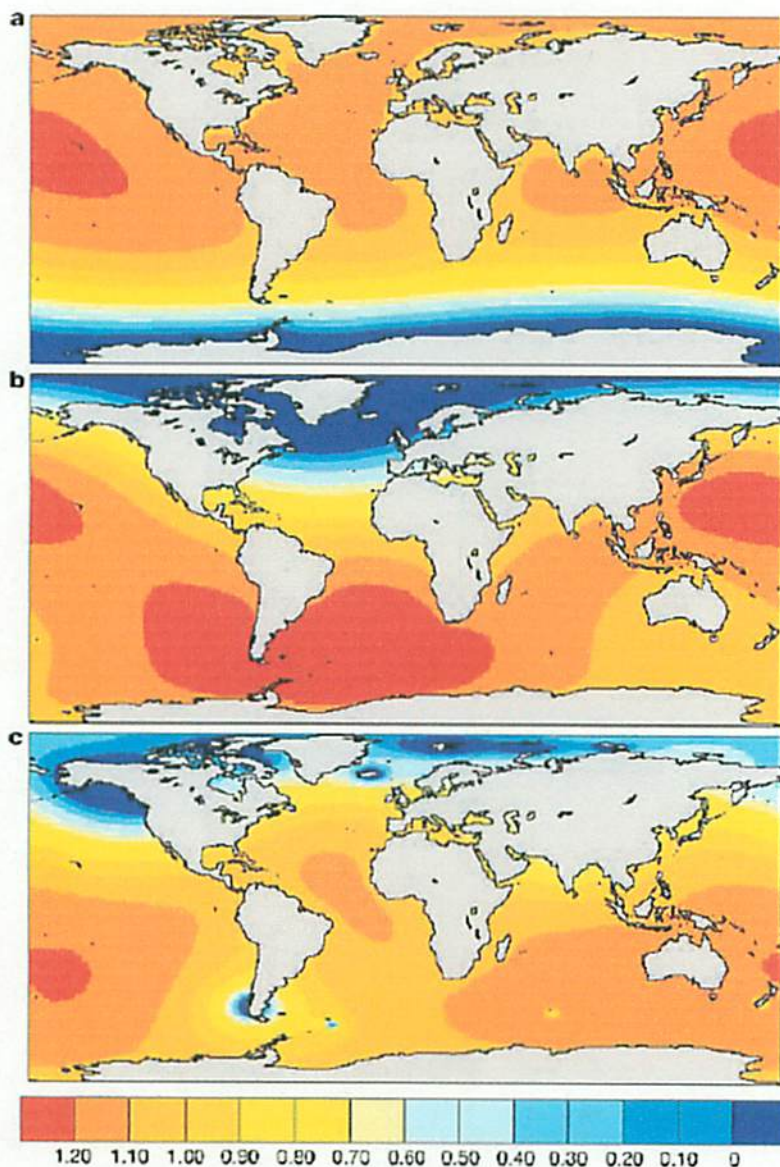


図 1-10. (a)南極、(b)グリーンランド、(c)山岳氷河のそれぞれが融解したときの海水準変動のパターン (Mitrovica et al., 2001)。それぞれの氷床で $1\text{mm}/\text{yr}$ の速度で氷の融解したときの海水準変動速度 (mm/yr) を示す。融解によって全世界的には海水準は上昇するが、氷床周辺では逆に海水準が下がる。

1.2 南極氷床の海水準への影響 —Davis et al. (2005)による研究—

本節では、“Snowfall-Driven Growth in East Antarctic Ice Sheet Mitigates Recent Sea-Level Rise”(Davis et al., 2005)と、その要約である“How Does the Antarctic Ice Sheet Affect Sea Level Rise?”(Vaughan, 2005)に基づいて、南極氷床が海水準にもたらす影響について述べる。

海水準変動の予想には南極氷床の寄与が最も不確定な要素である。1年の降雪による氷床の増加と、冰山から分離して失う氷の量はほぼバランスしていると考えられている。しかし毎年、世界中の海洋の海水準に換算して5mmに相当する量の氷が入り出しているため、わずかな均衡状態からのずれであっても海水準に大きく影響する。現在、氷の収支の状態を定量的に把握するためには、氷床の厚さの変動を測定することが有効であるとされている。Davis 他(2005)はERS-1、ERS-2による81.6°S以北のデータを用い、全南極氷床の70%に当たる850km²以上の内陸部分の氷床の厚さの変化(dH)を測定した。

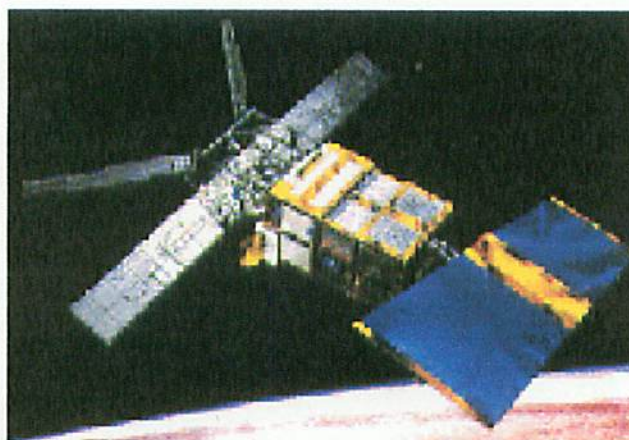


図 1-11. ERS-1 のイメージ画像(宇宙情報センター)

観測によって得られた東南極の dH の一ヶ月毎の平均値の時間変化を図 1-12 に示す。 dH の時間変化は自動回帰(AR)モデルによって近似されている。AR モデルでは、 dH の時間変化を季節成分と永年変化成分の重ね合わせと仮定している。

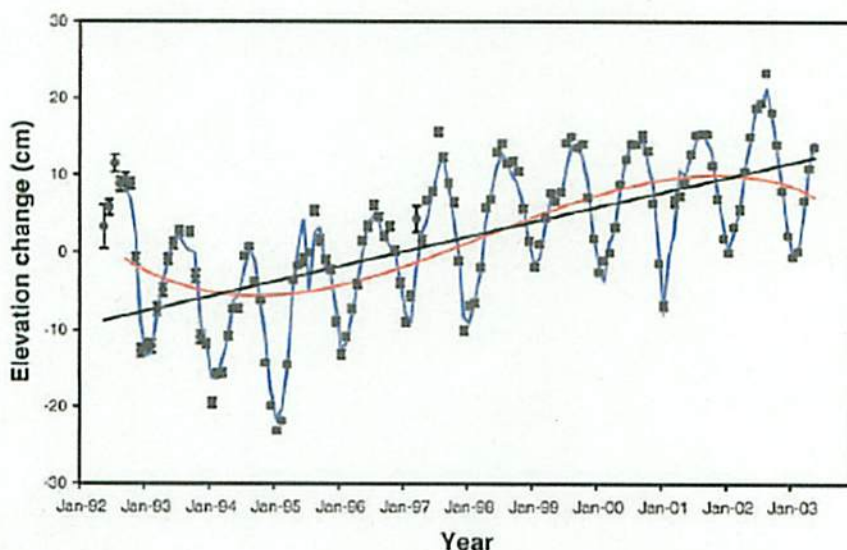


図 1-12. 1992 年から 2003 年までの東南極の氷床の表面の標高の変化 (Davis et al., 2005)。黒い点は一ヶ月毎の平均値。青い線は季節成分 (年周と半年周成分)。赤い線は長期的なトレンド。黒い線はこの期間の平均変化率で、地殻均衡による隆起の影響を補正すると、 $1.8\text{cm}/\text{yr}$ となる。1995 年以降は安定した増加が見られ、1995 年から 2003 年での平均変化率は $2.2\text{cm}/\text{yr}$ となる(補正後)。

さらに、1992 年から 2003 年までの 11 年間の dH の平均変化率を緯度 $1^\circ \times$ 経度 2° の領域毎に見積もった(地殻均衡による隆起の補正も行っている)。その結果が図 1-13 である。西南極では著しく厚くなる傾向と著しく薄くなる傾向の両方が見られるのに対し、東南極の広い範囲、特に内陸部の氷床は厚くなる傾向にある。南極を 22 の主要な流域毎に分割して見ると、西南極の値が $-10\text{cm}/\text{yr}$ から $19\text{cm}/\text{yr}$ までの広い範囲の値を取るのに対し、東南極では $0\text{cm}/\text{yr}$ から $6\text{cm}/\text{yr}$ までの比較的狭い範囲の値しか取らない。しかし、アルチメータ観測では沿岸部の傾斜が急なところの高精度な観測は難しいため、この結果は南極内陸の dH の平均値を示すと思われる。東南極で、氷床高度が観測された部分の平均的な dH の変動速度は、 $1.8 \pm 0.3\text{cm}/\text{yr}$ である。

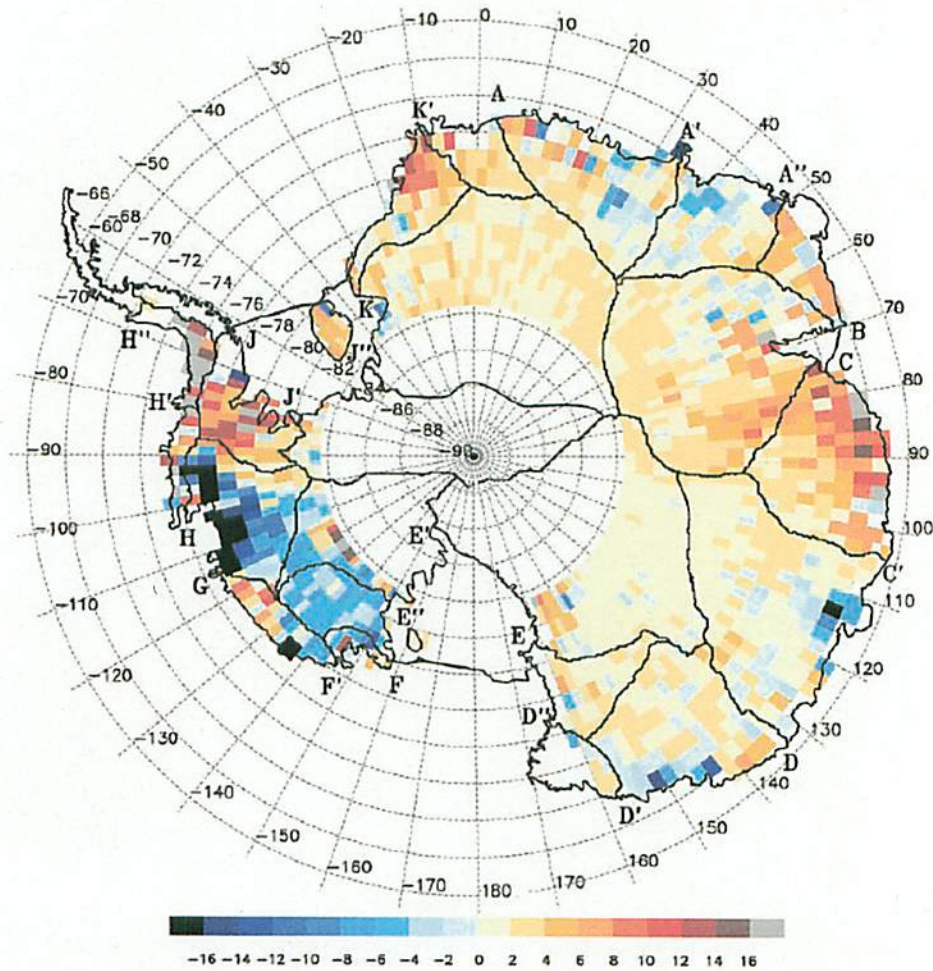


図 1-13. 1992 年から 2003 年までの南極氷床の厚さの変動速度の分布(cm/yr) (Davis et al., 2005)。緯度 $1^\circ \times$ 経度 2° の領域毎に示す。主要な氷の流れの流域の境界も示している。

一時的な降雪量の変動が 1 年から 10 年スケール、或いはもっと長いスケールでの氷床の厚さの変動を引き起こすことがある。従って、氷床の厚さの変動を説明するには、同時期の降雪量の変動についての正確な知識が必要である。アルチメータ観測と重なる期間の降雪量の直接観測データは無いので、この期間の降雪量の変化を見積もるため、新しくヨーロッパ中期気象予測センター(ECMWF)から発表された 1980 年から 2001 年までの ERA-40 の再解析結果と、2002 年から 2003 年までの ECMWF の解析結果を参照した(図 1-14)。東南極では降雪量の変動の分布と、アルチメータ観測によって明らかになった氷床の厚さの時間変化の分布が大まかに一致している。このことは、1992 年から 2003 年までの氷床の厚さの変化と積雪との因果関係を示唆している。

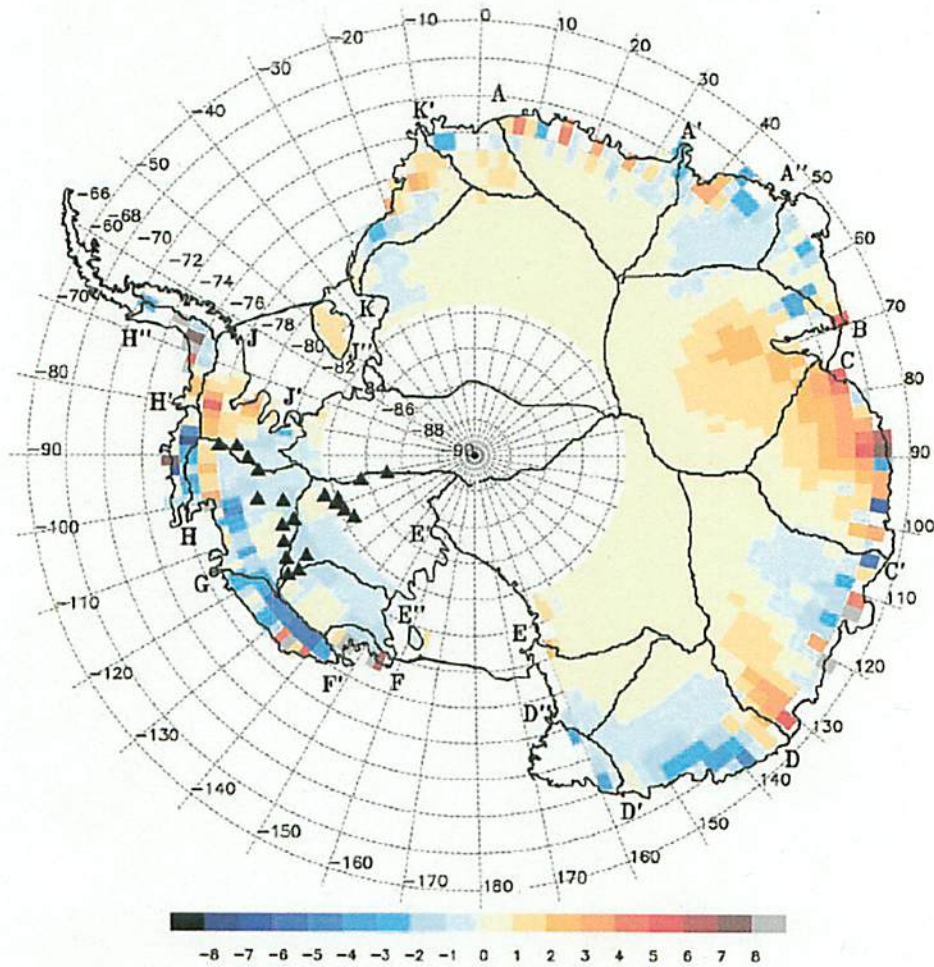


図 1-14. ECMWF の気象予測モデルから得られた 1992 年から 2003 年までの降雪量の増加(cm of snow per year)(Davis et al., 2005)。図 1-13 と同じ範囲について示す。

$1\text{mm}/\text{yr}$ の海面上昇は、海水が年間 $360 \times 10^9 \text{t}$ 増加することに相当する(Jacobs, 1992)。一方、表層近くの雪の密度として $350\text{kg}/\text{m}^3$ という値を用いれば、東南極内陸部の $7.1 \times 10^6 \text{km}^2$ の範囲での平均 $1.8 \pm 0.3\text{cm}/\text{yr}$ の氷床の厚さの変化は、海水が年間 $(45 \pm 7) \times 10^9 \text{t}$ 減少することに相当する。つまりこの期間中の南極氷床は $0.12 \pm 0.02\text{mm}/\text{yr}$ だけ海水準の上昇を抑える働きをしているという訳である。

1.3 グリーンランド氷床の海水準変動への影響 —Johannessen et al. (2005)による研究—

本節では、“Recent Ice-Sheet Growth in the Interior of Greenland” (Johannessen et al., 2005)に基づいて、グリーンランド氷床が海水準変動にもたらす影響について述べる。

グリーンランド氷床は、二つの理由で気候変動と関係があり注目を浴びている。一つ目は、グリーンランドの氷床は、もしそれが全て融解した場合海水準を7m上昇させるほど大きいからである。これはグリーンランドの気温が現在より3°C未満温暖化しただけで始まるとされている。そして1000年スケールで起こると考えられているその現象の始まりが今世紀中になると考えられているのである(Cambridge Univ., 2004; Gregory et al., 2004)。二つ目の理由は、グリーンランド氷床の融解とそれによる淡水の北大西洋への流入が、数十年という比較的早い速度で地球の熱塩循環を弱める、或いは停止させると考えられているからである(Rahmstorf and Clim, 2000; Fichet et al., 2003)。そこで、Johannessen 他 (2005)は、グリーンランド内陸部の氷床の高さの時間変化を調べた。

Johannessen 他 (2005)は、ERS-1 と ERS-2 の観測データを用いてグリーンランド氷床の高度の連続的な記録を得た。ただし、2つの衛星の記録を混ぜて解析するには、衛星毎の系統誤差を見積もることが必須である。Johannessen 他 (2005)は800万以上の共通の観測点での結果を使ってこの補正を行った。図1-15に1992年から2003年までの11年間のグリーンランド内陸部の氷床の厚さの変動速度の分布を示す。この結果によれば、標高が高い地域の多くでは正の変動が見られる。特に、南西部や東部では10cm/yrから20cm/yrの大きな変動を示している。また、西部では-25cm/yrから-30cm/yrもの大きな負の変動を示しているところがある。最も重要なのは氷河の河口付近、特に西部、南東部、北東部で観測された負の変動である。これは降雪と融解による変動以外に何らかの動的なメカニズムが働いていることを示唆する。

信頼度が低い境界付近の領域を除いた全範囲の平均変動速度は、 $5.4 \pm 0.2 \text{ cm/yr}$ である。Johannessen 他 (2005)は、得られた変動速度を標高500m以下から3000m以上までの500m間隔の高度帯毎に示した(表1-1)。標高1500m以下の地域では夏季の融解が顕著で、11年間の平均変動速度は $-2.0 \pm 0.9 \text{ cm/yr}$ である。一方、標高1500m以上の地域の平均変動速度は、 $6.4 \pm 0.2 \text{ cm/yr}$ である。これらの値に、グリーンランド全体の平均で約 0.5 cm/yr と考えられる地殻均衡による隆起の影響を補正すれば、全範囲平均の氷床の厚さの変動は約 5 cm/yr 、または11年間の積算値で54cmとなる。一方、標高1500m以上の地域では約 6 cm/yr 、または11年間の積算値で65cmである。

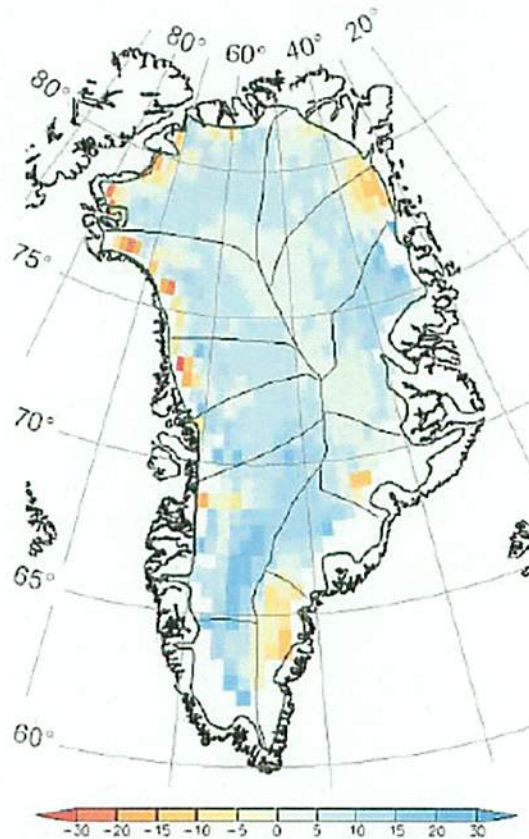


図 1-15. 1992 年から 2003 年までのグリーンランド氷床の厚さの変動速度の分布(cm/yr) (Johannessen et al., 2005)。Thomas 他 (2001) の方法による氷床の境界(太い線)と主要な氷の境界(細い線)も合わせて示す。変動速度は緯度 $0.5^\circ \times$ 経度 1° の領域毎に示されていて、全体の平均は $5.4 \pm 0.2 cm/yr$ である。これに地殻均衡による隆起の影響を補正しても、 $5 cm/yr$ ほどの氷床厚の変動があると考えられる。

Elevation band (km)	DH/dt (cm/year)	Standard error (cm/year)	Area ($10^3 \times km^2$)
<1.5	-2.0 ± 0.9	0.4 ± 0.04	155.1
1.5-2	5.6 ± 0.5	0.3 ± 0.03	228.2
2-2.5	7.0 ± 0.4	0.2 ± 0.02	398.9
2.5-3	6.4 ± 0.3	0.2 ± 0.01	458.3
>3	5.5 ± 0.3	0.1 ± 0.01	140.3
All elevation bands	5.4 ± 0.2	0.2 ± 0.01	1380.7

表 1-1. 1992 年から 2003 年までの様々な標高を持つ地帯毎の変動速度、標準偏差、面積(Johannessen et al., 2005)。数値は地殻均衡による隆起の影響を補正する前のもの。標高1500m未満の地域に多く存在する信頼度の低いデータは除去してある。

図 1-16 は、標高1500m未満の地域と1500m以上の地域に分けて氷床の厚さの時間変化を示したものであるが、どちらの地域でも数十cmの季節変動が見られる。標高1500m未満の地域では1999年までは目立った傾向は見られないが、2000年以降は6cm/yr近い負の変動が見られる。標高1500m以上の地域では、 $6.1 \pm 0.6 \text{ cm/yr}$ の変動が見られる。グリーンランド全体としては、 $5.3 \pm 0.5 \text{ cm/yr}$ の変動（氷床厚の増大）が見られる。

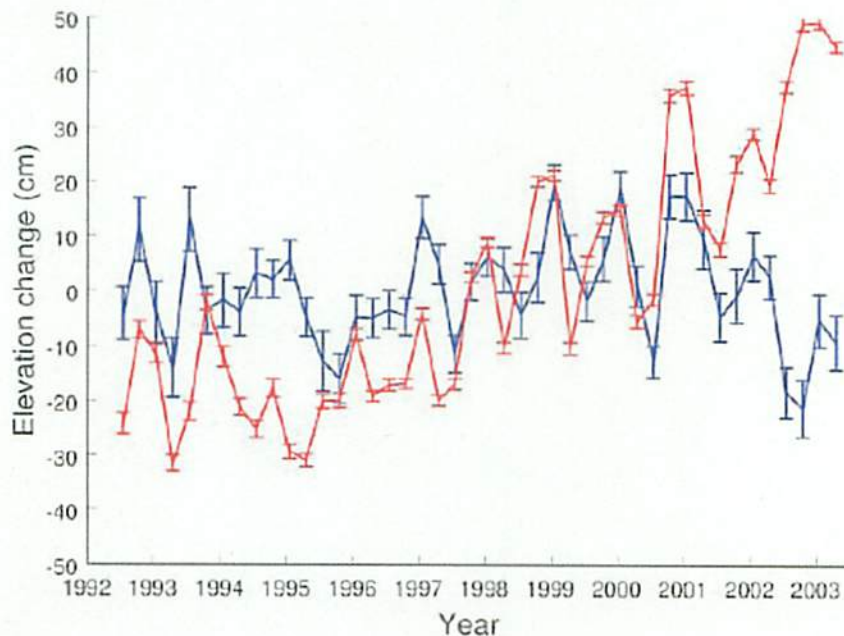


図 1-16. グリーンランド氷床の厚さの時間変化(Johannessen et al., 2005)。赤い線は標高1500m以上の地域を、青い線は標高1500m未満の地域を示している。2000年以降、両者のトレンドがずれてきている。

1.2 と同じ関係式を用いて評価すると、 $5.3 \pm 0.5 \text{ cm/yr}$ の氷床の厚さの変化は、 $-0.07 \pm 0.01 \text{ mm/yr}$ の海水準変動に相当する。したがって、グリーンランド氷床も南極氷床と同じく海水準上昇を抑える働きをしていることになる。

2 絶対的な海水準変動速度

験潮儀による観測は、地殻変動の影響を受けてしまうために陸地に対しての相対的な海水準変動速度しか得られないことは既に述べた。しかし、験潮儀は古くからある技術であり、データが豊富にある。そこで本論文では、験潮儀観測によるデータを用いて絶対的な海水準変動速度を求めるため、験潮所の上下変動を GPS 測位データによって補正するという方法を試みた。本章では、GPS 測位データによる験潮データの補正の原理を説明する。

2.1 GPS とは

GPS(Global Positioning System: 全地球測位システム)とは、アメリカ国防総省により開発された高精度衛星測位システムである。GPS 衛星から発射されるマイクロ波を受信することによって高い精度で位置や時刻が決定でき、船舶や航空機の航法装置、車両の位置や経路案内、地殻変動の観測、電離層の観測など様々な用途で利用されている。

GPS 衛星は軌道傾斜角 55 度、周期 12 時間の同期軌道に投入され、最低 24 個(2005 年 6 月 30 日現在の運用数は 29 個)の協調システム(衛星コンステレーション)を形成する。各衛星は、昇交点経度が 60°おきとなる 6 種類の軌道面毎に 4 個以上が配置される(図 2-1)。これにより、同時に 4 個以上の衛星が可視になり、受信地点の位置決定が可能になる。

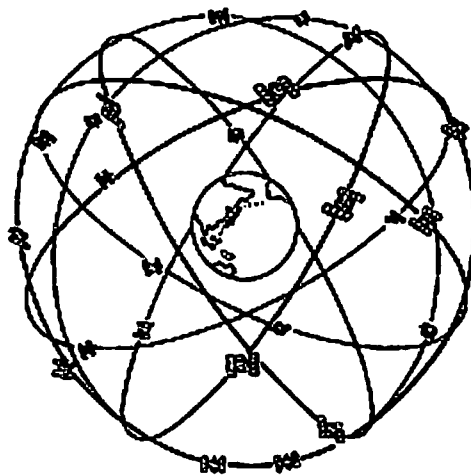


図 2-1. GPS 衛星の軌道(shamen-net.com)。地球上のどこにいても同時に 4 個以上の衛星を見ることが出来る配置になっている。

GPS による測位法には単独測位法と相対測位法がある。GPS による測位は、観測点と衛

星の距離を測定することによって行う。GPS 衛星は、自身の正確な位置と、自身の時計による時刻の情報を載せたマイクロ波を絶えず地上に向けて発射している。観測点の時計が完全に GPS 衛星と同期しているとすれば、マイクロ波が到達するまでの時間(伝播遅延時間)が分かり、それに光速を乗じたものが観測点と衛星の間の距離となる。このとき同時に 3 個の衛星から信号を受信すると、宇宙の 3 点からの距離が分かり正確な位置を決定できる。しかし、GPS 衛星と観測点の時計を完全に同期させることはほぼ不可能である。そこで 4 個目の衛星からの信号を受信して正確な時刻を決定する。4 つの未知量を 4 個の衛星からの信号を受信することで求めるのである。この測位法を単独測位法といい、10m 程度の精度で位置を決定することが出来る。

相対測位法は、2 台以上の GPS 受信機を用いて観測する方法である。あらかじめ正確な位置を決めてある基準点とのマイクロ波の位相差を比較することで、基準点からの相対的な位置を決定することが出来る。相対測位では、数 mm の精度での測位が可能である。

固定された GPS 観測点として、日本国内には国土地理院が設置した「電子基準点」という GPS 連続観測点がある(図 2-2)。これは日本全国に約 20km 間隔で約 1200 点設置されており、GPS 衛星からの信号を 24 時間体制で連続観測している。これらは相対測位のための基準点としての役割を果たしているほか、高密度・高精度・連続観測という利点を生かして地殻変動の観測にも用いられている。なお様々な形式の GPS 測位データや生データは国土地理院のウェブページ(www.gsi.go.jp)からダウンロード可能である。本研究では各観測局の座標の一日毎の値の情報が入ったファイルを局の数だけダウンロードして用いた。

GPS 局の位置は、国際地上基準座標系(ITRF: International Terrestrial Reference Frame)の中で決定されている。一方 ITRF は GPS だけでなく超長基線電波干渉法(VLBI)や衛星レーザ測距(SLR)などの測位技術の結果も合わせて地球重心を原点とした座標系となっており、GEONET の測位結果として公開されている上下座標も地球の重心に準拠したものと考えて差し支えない。



図 2-2. 電子基準点(国土地理院/GEONET)。

2.2 験潮データを GPS で補正する

験潮所の、地球重心に対する上下速度を求めれば、験潮儀観測による相対的な海水準変動速度から地殻変動の影響を取り除くことが可能になる。しかし、験潮所に GPS 観測点が併設されているケースは稀である。そこで約 1200 点ある GPS 連続観測点の中から、験潮所の最寄りの観測点を選ぶ。験潮所と GPS 観測点の距離が近い場合は GPS 観測点の上下変動と験潮所の上下変動は一致しているとみなすことが出来る。これによる補正の原理を図 2-3 に示す。

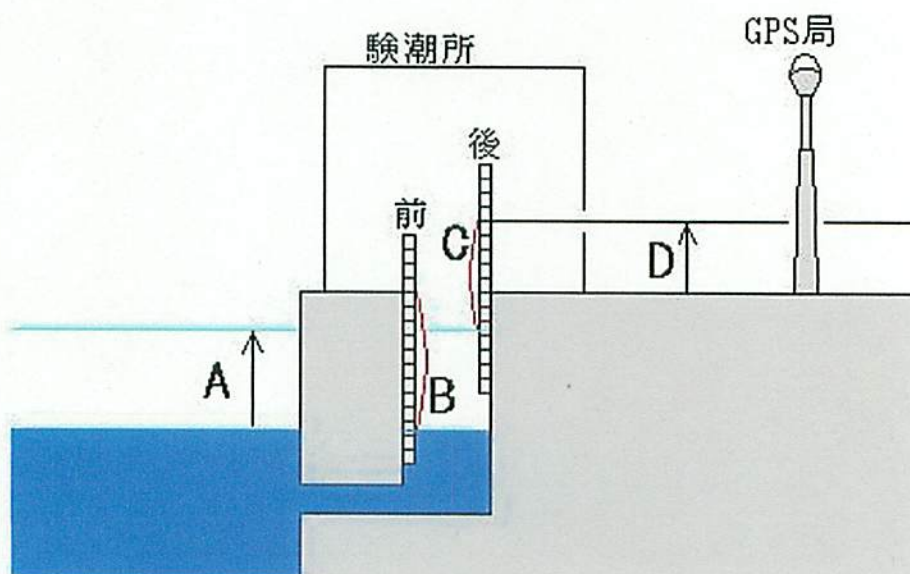


図 2-3. GPS による験潮データの補正の原理。A が絶対的な海水準変動、B が地殻変動前の相対的な海水準、C が地殻変動後の相対的な海水準、D が験潮所の上下変動を示す。見易くするため変動前の験潮儀を左に、変動後の験潮儀を右に配置している。

ここで、A は絶対的な海水準変動、B は地殻変動前の相対的な海水準、C は地殻変動後の相対的な海水準、D は験潮所の上下変動を示している。(B - C) が験潮儀観測による相対的な海水準になる。この場合、

$$A = (B - C) + D$$

という関係が成り立つ。すなわち、

絶対的な海水準変動速度 = 驗潮儀観測での海水準変動速度 + 驗潮所の上下変動速度

となる。

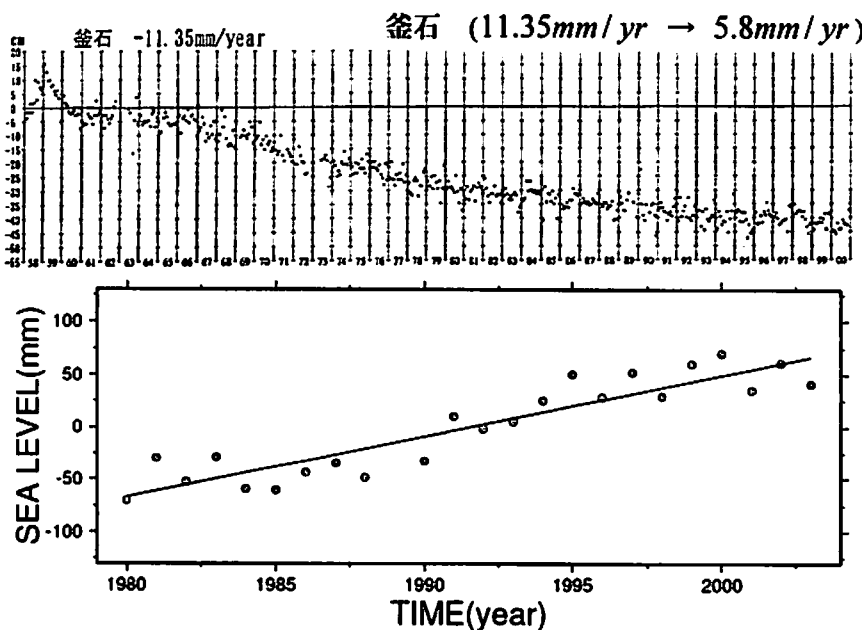
3 解析手法

3.1 験潮データ

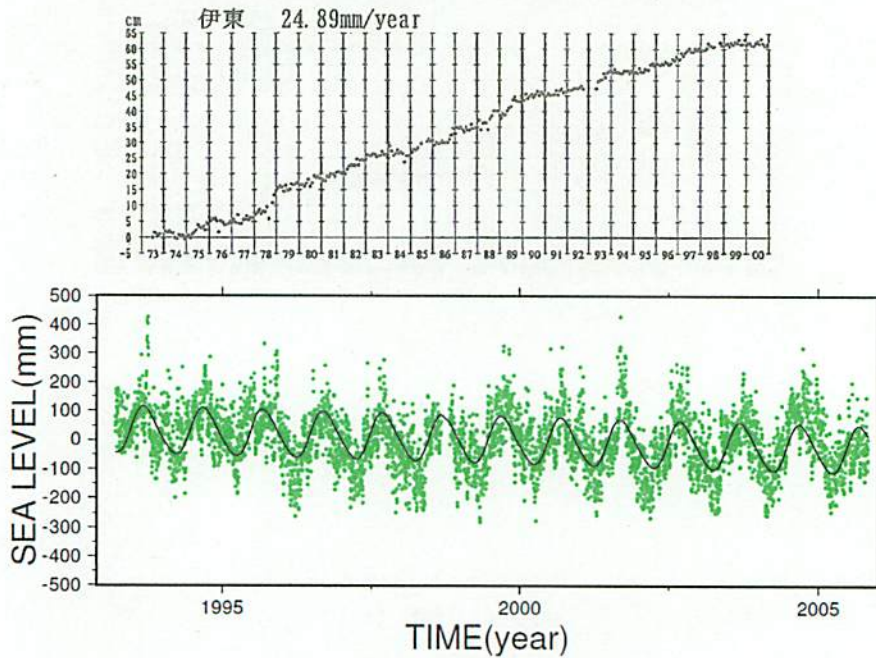
験潮儀観測による海水準変動速度を求めるため、まず験潮所での海面高変動データを入力した。ただし、験潮儀を有し海面高のデータを観測している施設には、国土地理院が管轄する「験潮場」、気象庁が管轄する「検潮所」、海上保安庁海洋情報部の管轄である「験潮所」などがあるが、本論文ではこれらを総称して「験潮所」と呼ぶ。

海面高変動データは基本的には「地震予知連絡会会報 第66巻」(2001)の全国験潮連続観測結果に掲載されている変動速度を使用した。この変動速度は、海面高を不変と仮定して験潮所の隆起を求めたものなので、この値の符号を逆にしたものが、地殻変動がないと仮定した場合の海水準変動速度になる。なお、この変動速度は加藤・津村(1979)の方法に基づいて、日本沿岸をいくつかの海域に分けて、一ヶ月平均の生の海面高データから海域に固有の海流の変化などに伴う海面高の変化を取り除いたものである。また、釜石(岩手県)や伊東(静岡県)のように長期的な変動速度と最近のトレンドが明らかに異なっている場合には、海岸昇降検知センター(<http://cais.gsi.go.jp/cmdc/centerindex.html>)や国土地理院の験潮のホームページ(<http://tide.gsi.go.jp/>)から潮位データを入力し、トレンドがほとんど変化していない期間のデータを用いて変化率を再計算した。その際、海岸昇降検知センターのホームページでは日平均潮位データを入力することが出来なかったため、年平均潮位データを用いた。

図 3-1. 釜石と伊東の験潮データ。元の文献の変動速度と、再解析して新たに得られた変動速度を比較して示す。緑の点がデータ、黒の実線が回帰曲線。



伊東 ($-24.89\text{mm/yr} \rightarrow -5.6\text{mm/yr}$)



海面高データから変化率を求める際に用いたモデル、つまり海面高の時間変化は、直線成分と季節成分、すなわち一年周期と半年周期の成分の重ね合わせと仮定した。よって海面高 y は次のように表される。

$$y = Ax + B \sin(p) + C \cos(p) + D \sin(2p) + E \cos(2p) + F$$

ここで x は時間 (単位:年)、 p は $2\pi \times (x \text{ の小数部分})$ である。 A, B, C, D, E, F は定数で、 x の係数 A が求める海水準変動速度である。また、釜石のように一年毎のデータしかない験潮所のものは季節成分を考える必要が無いので直線変化のみを仮定している。すなわち、

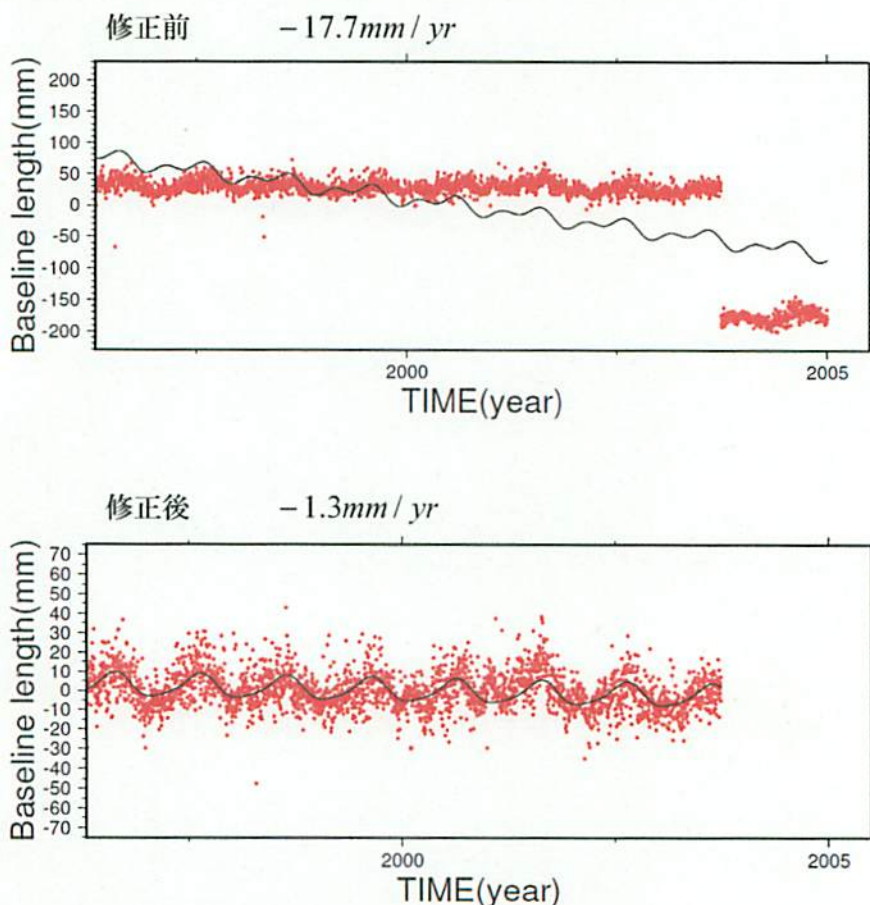
$$y = Ax + B$$

としている。

3.2 GPS 測位データ

次に、使用した験潮所の最寄りの GPS 連続観測点の日平均測位データを GEONET(http://terras.gsi.go.jp/gps/geonet_top.html)からダウンロードし、験潮データと同様に、時系列は直線的（永年的）な変化に加えて季節成分（一年と半年周期）が含まれていると仮定して最小自乗法によって GPS 局の永年的な上下変動速度を求めた。ただし、地震時地殻変動や GPS 局のアンテナ交換などの瞬間的な変動によりデータに「飛び」が生じることがある。例えば様似 GPS 局（北海道日高支庁）の上下変動データは、2003 年 9 月 26 日の十勝沖地震の前後でデータが切れている。このような場合、前後どちらかのデータを切り捨てて計算する必要がある。本研究ではデータのより長い地震前のデータを用いている。

図 3-2. 様似 GPS 局の変動。十勝沖地震の後のデータを切り捨てる前後での変動速度を比較して示す。赤い点が一日毎の測位結果、黒い線は直線変化と季節変化を仮定した回帰曲線。



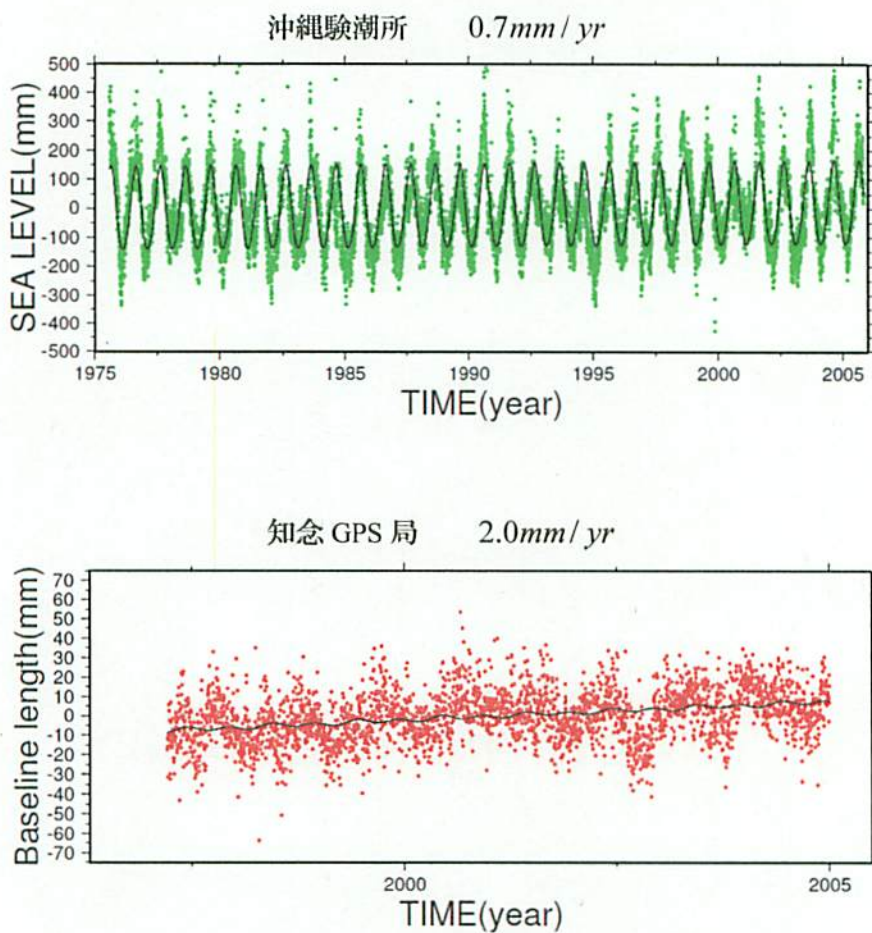
なお GPS 局の上下位置は国際基準座標系(ITRF)に準拠しており、地球の重心に対する絶対

的な値を示していると考えられる。

2.2 で述べたように、求められた験潮儀観測による地面に相対的な海水準変動速度と、その最寄りの GPS 局の絶対的な上下変動速度を足し合わせることによって、絶対的な海水準変動速度を求めることが出来る。例として沖縄験潮所とその最寄りの知念 GPS 局を挙げると、沖縄験潮所での変動速度（地表に対する海面の上昇速度）が $0.7\text{mm}/\text{yr}$ 、知念 GPS 局の変動速度（地球重心に対する GPS 局の上昇速度）が $2.0\text{mm}/\text{yr}$ なので、海水準変動速度は $2.7\text{mm}/\text{yr}$ となる。

図 3-3. 沖縄験潮所と最寄りの知念 GPS 局の変動

(上) 沖縄験潮所での海面高変動、(下) 知念 GPS 局の上下変動



沖縄験潮所での絶対的な海水準変動速度は $2.7\text{mm}/\text{yr}$ となる。

4 解析結果

4.1 相対的な変動速度の分布

日本近海の海水準変動速度を求めめるため、日本国内の 98 ヶ所の験潮所とその最寄りの GPS 連続観測点を選び、それぞれにおける相対的な海水準変動速度と上下速度を求めた。その結果を以下に示す。

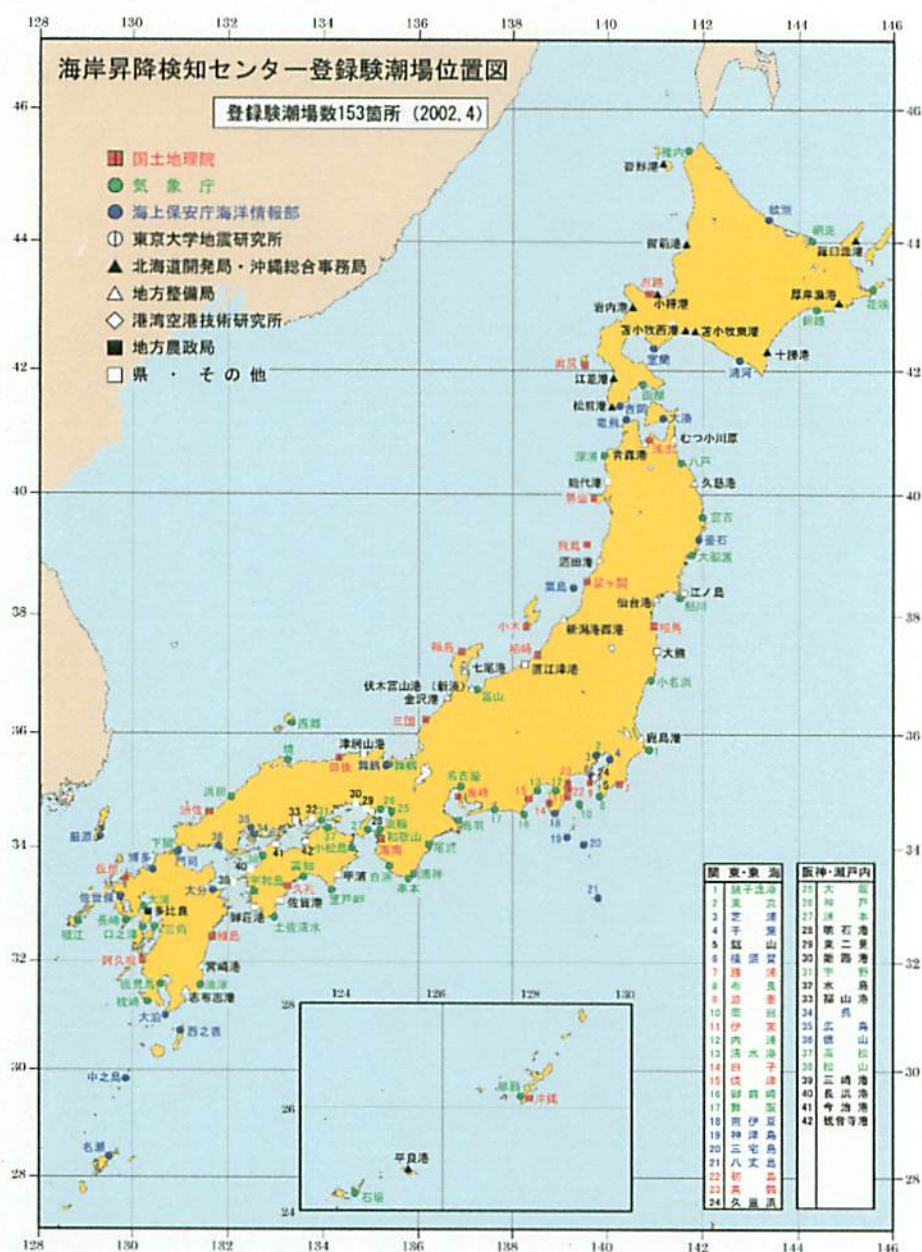


図 4-1. 験潮所位置図(海岸昇降検知センターのホームページより)

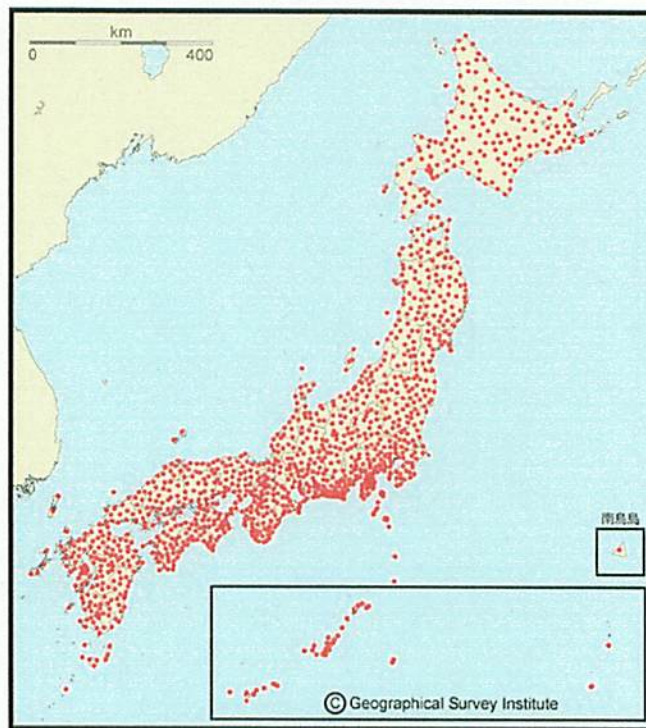
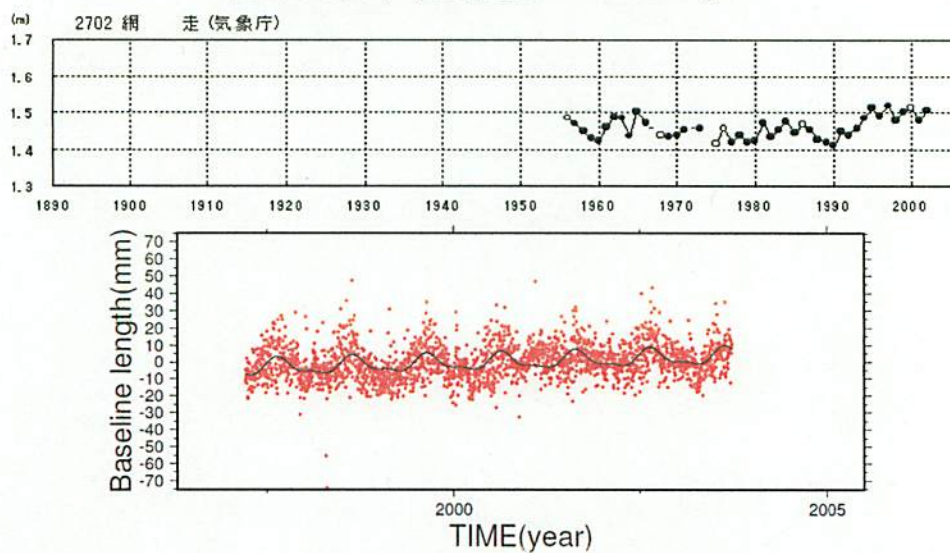


図 4-2. GPS 連続観測点位置図(国土地理院/GEONET のホームページより)

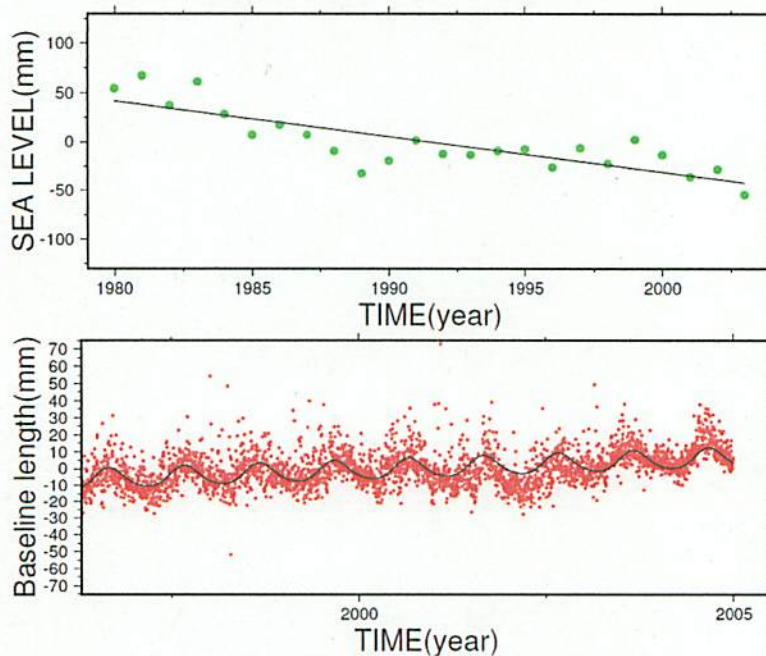
図 4-3 は選んだ約 100 ケ所の験潮所と GPS 観測点から 10 ケ所を取り出して解析した結果である。各々の地点について、験潮儀観測による地面に相対的な海水準変動速度、その最寄りの GPS 局の絶対的な上下変動速度、絶対的な海水準変動速度を併せて示す。ただし、「地震予知連絡会会報 第 66 巻」(2001)の全国験潮連続観測結果に掲載されている変動速度をそのまま用いた験潮所については、海岸昇降検知センターのホームページ内の年平均潮位のグラフを掲載した。

図 4-3. 10ヶ所の験潮所についての解析結果。それぞれ上が験潮儀観測による相対的な海水準変動、下がGPS局の絶対的な上下変動の図である。年平均潮位のグラフにおいて、白丸点は1ヶ月以上の欠測があった年を表す。

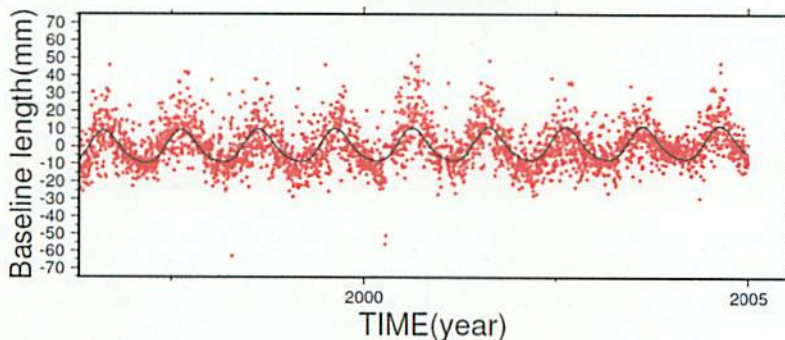
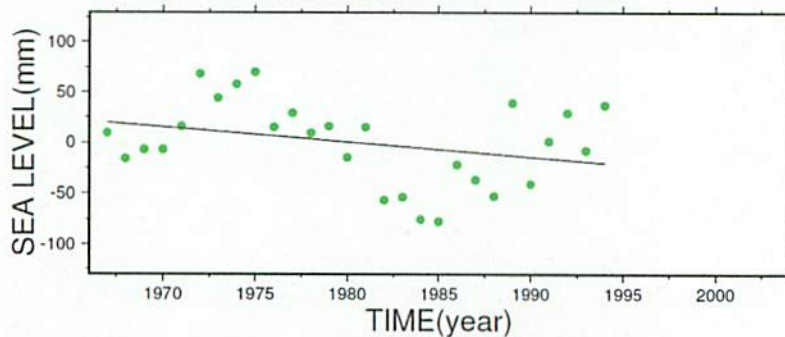
網走験潮所(北海道)	3.2mm / yr
網走 GPS 局	1.1mm / yr
絶対的な海水準変動速度	4.3mm / yr



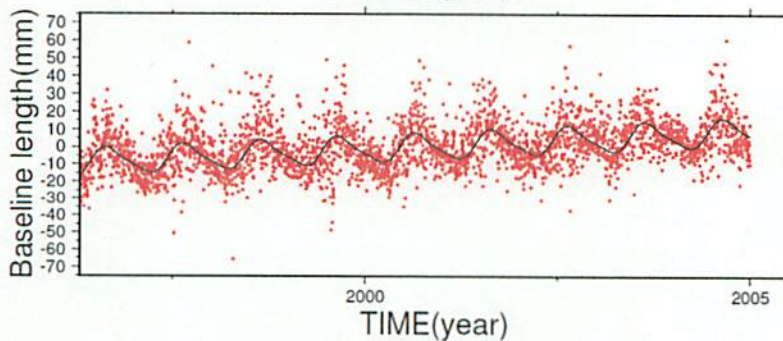
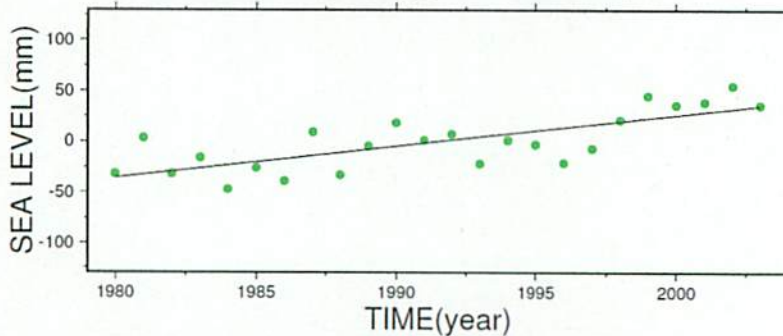
小名浜験潮所(福島県)	-3.7mm / yr
北茨城 GPS 局	1.5mm / yr
絶対的な海水準変動速度	-2.2mm / yr



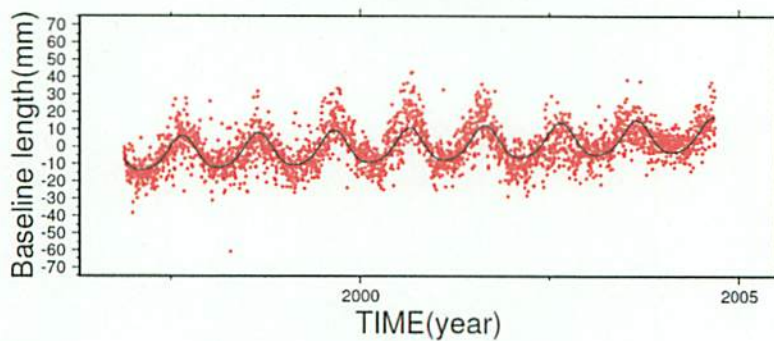
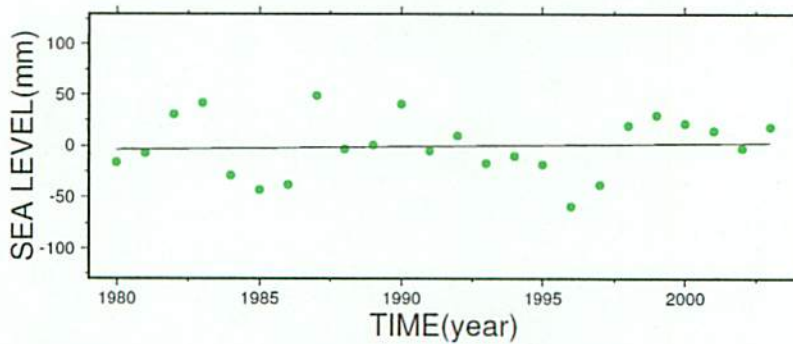
神戸験潮所(兵庫県) -1.5mm/yr
 神戸中央 GPS 局 0.4mm/yr
 絶対的な海水準変動 -1.1mm/yr



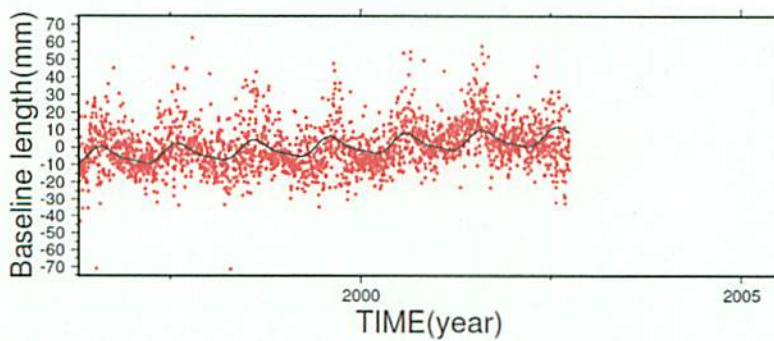
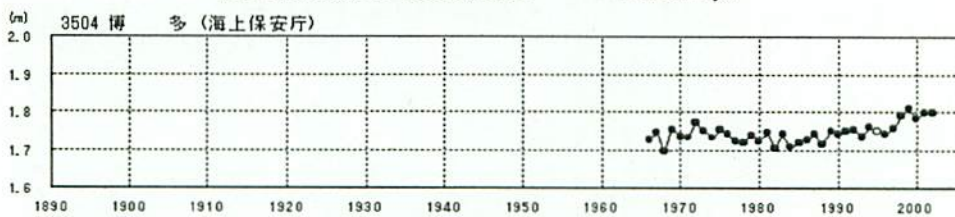
西郷験潮所(島根県) 3.1mm/yr
 五箇 GPS 局 2.1mm/yr
 絶対的な海水準変動速度 5.2mm/yr



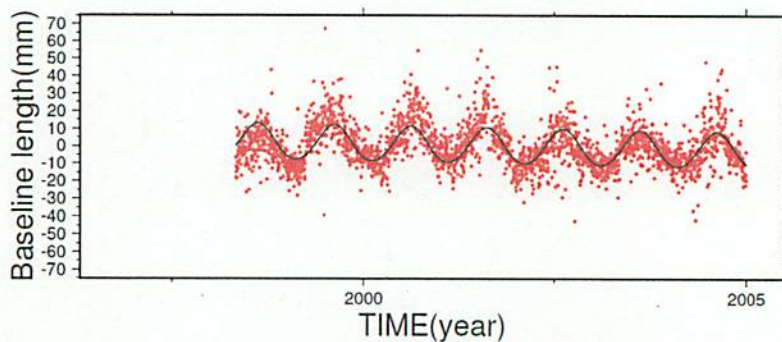
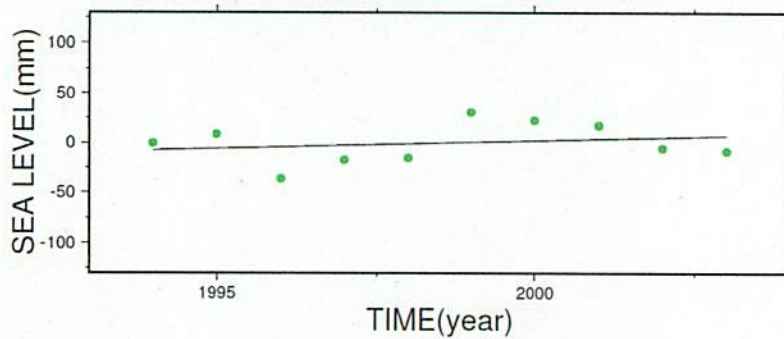
鳥羽験潮所(三重県) 0.3mm / yr
 鳥羽 GPS 局 1.5mm / yr
 絶対的な海水準変動速度 1.8mm / yr



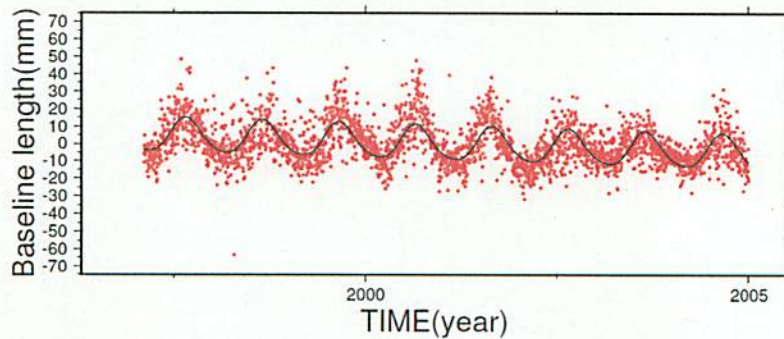
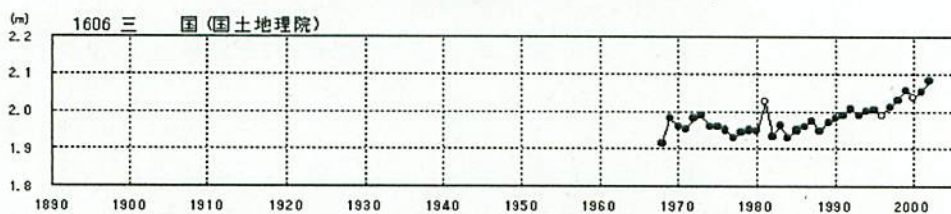
博多験潮所(福岡県) 0.7mm / yr
 前原 GPS 局 1.9mm / yr
 絶対的な海水準変動速度 2.6mm / yr



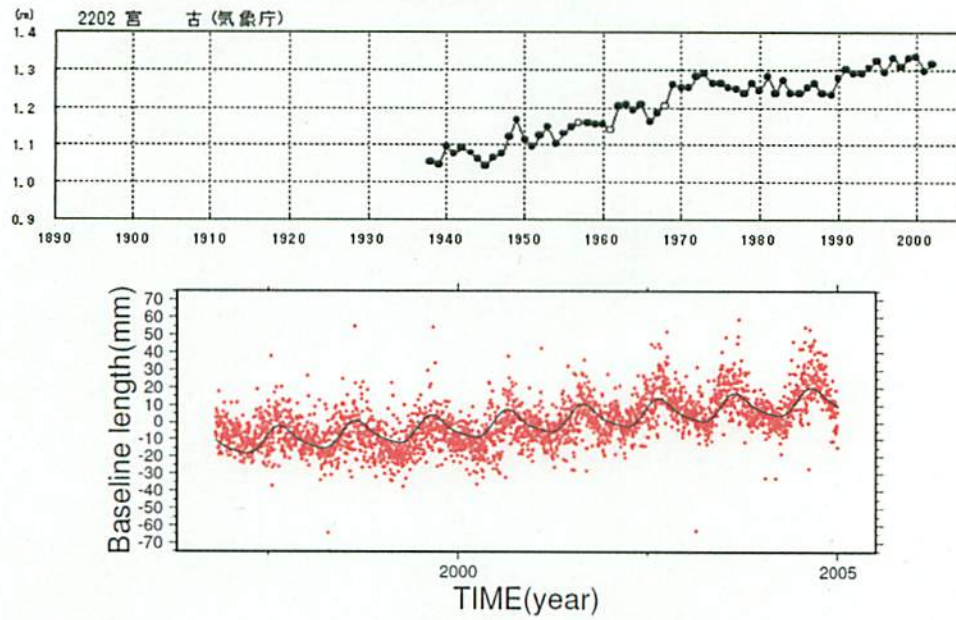
初島験潮所(静岡県) 1.6mm / yr
 初島 GPS 局 0.8mm / yr
 絶対的な海水準変動速度 2.4mm / yr



三国験潮所(福井県) 2.2mm / yr
 三国 GPS 局 -1.3mm / yr
 絶対的な海水準変動速度 0.9mm / yr



宮古験潮所(岩手県) 3.5mm/yr
 宮古 GPS 局 3.2mm/yr
 絶対的な海水準変動速度 6.7mm/yr



室戸岬験潮所(高知県) 6.4mm/yr
 室戸 GPS 局 -3.8mm/yr
 絶対的な海水準変動速度 2.6mm/yr

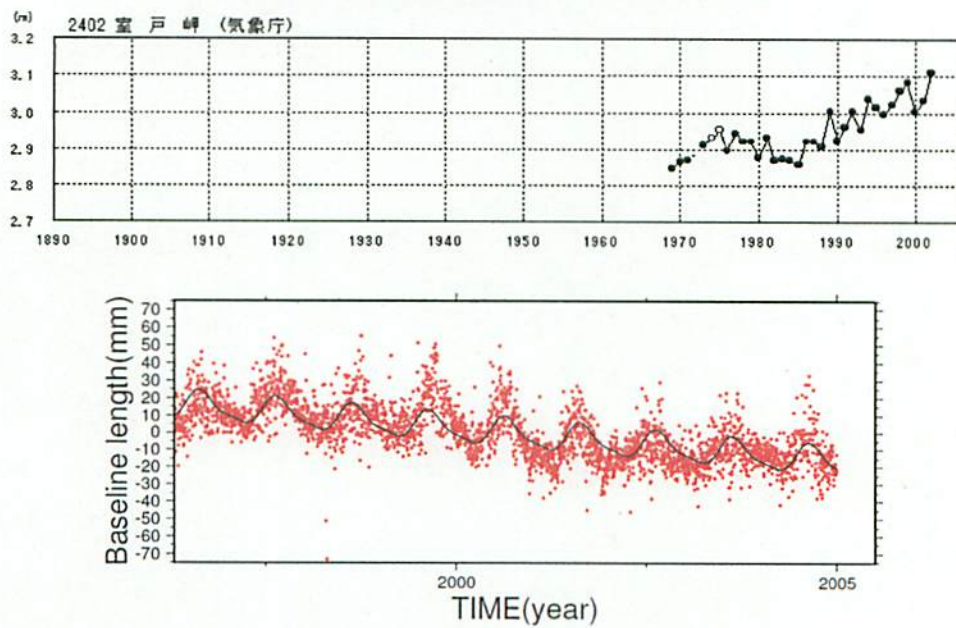


図 4-4 には、験潮儀で観測した地面に相対的な海水準変動速度の分布を示す。また、図

4-5には、GPS観測点の沈降速度の分布を示す。験潮儀で観測した相対的な海水準変動速度と、GPS観測点の沈降速度の相関を調べるため、それらの値の組をプロットしたものが図4-6である。図4-6では、青い線から上にずれるほど絶対的な海水準変動速度が大きいことを表している。

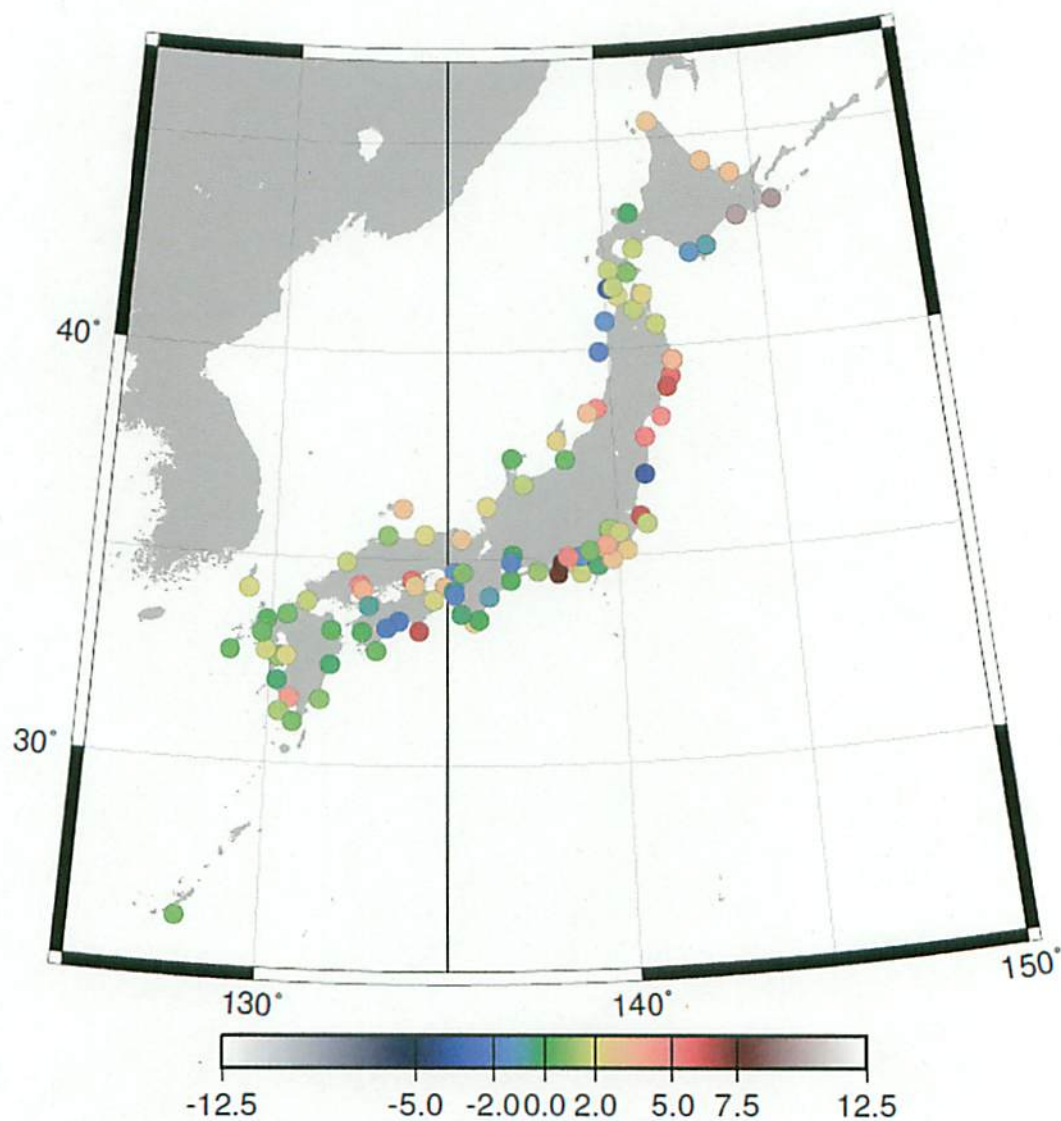


図 4-4. 験潮儀観測による地面に相対的な海水準変動速度の分布(mm/yr)。

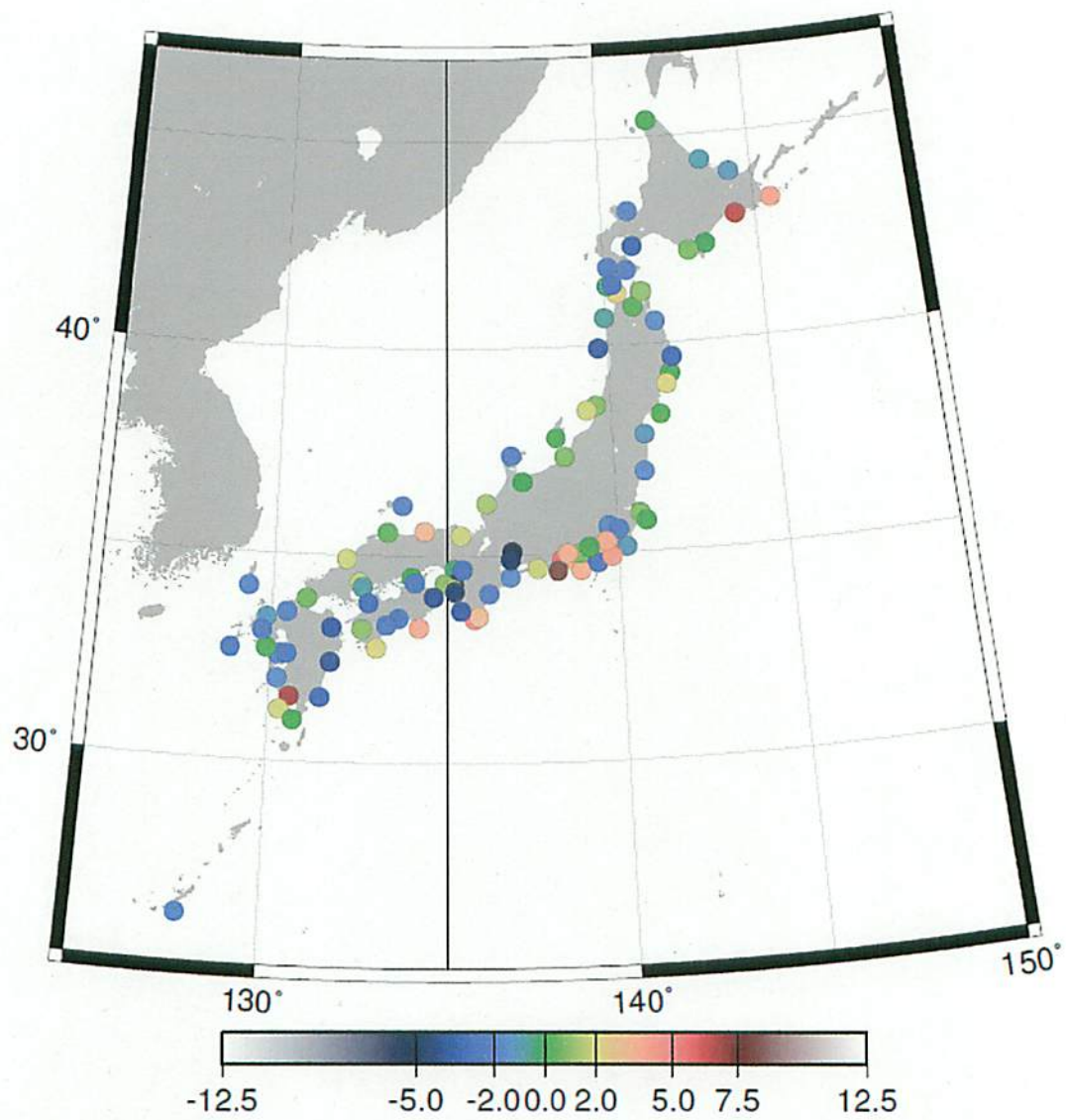


図 4-5. GPS 観測点の沈降速度の分布(mm/yr)。

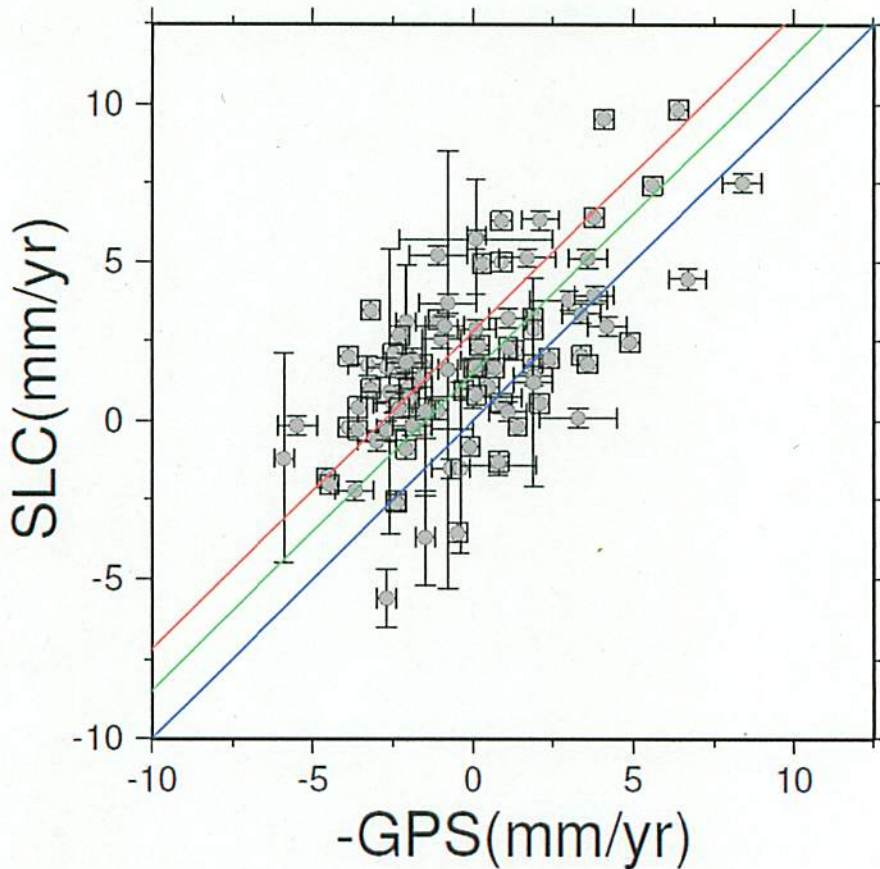


図 4-6. GPS 観測点の沈降速度($-GPS$)と、験潮儀観測による相対的な海水準変動速度(SLC)の相関。相関係数は 0.6。誤差は 3σ (範囲内に値が含まれる確率は 99.74%)で示している。なお、文献を基にしたデータには誤差の記述が無かったので、 $\sigma = 0.1\text{mm/yr}$ としている。青い線は海水準が変動していない場合(0.0mm/yr)、緑の線は験潮儀観測による海水準変動速度の世界平均(1.5mm/yr)(Church et al., 2001)、赤い線はアルチメータ観測による海水準変動速度の世界平均(2.8mm/yr)(Cazenave & Nerem, 2004)を表す。

GPS 観測点の沈降速度と、験潮儀観測による相対的な海水準変動速度の相関の有無を明らかにするため、両者の相互相関係数を計算した。相関係数は 2 つのデータ列 $x = \{x_i\}, y = \{y_i\}$ ($i = 1, 2, \dots, n$) が与えられたとき、以下のように求められる。

$$\frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}}$$

ただし、 \bar{x}, \bar{y} はそれぞれ $x = \{x_i\}, y = \{y_i\}$ の相加平均である。本研究相関係数は0.6となる。つまり、GPS 観測点の沈降速度と験潮儀観測による相対的な海水準変動速度の間にはある程度の正の相関があるということになる。しかし、完全な相関があるわけではなく、ばらつきが見られる。これは青い線からのずれ、すなわち絶対的な海水準変動速度にもばらつきが見られるということである。これは1章で述べたような海水準変動速度の地域性によるものであろうか。

4.2 日本近海の絶対的な海水準変動速度

日本近海の海水準変動速度の分布を図 4-7 に示す。また、観測した 98 点全ての結果を図 4-8 に示す。

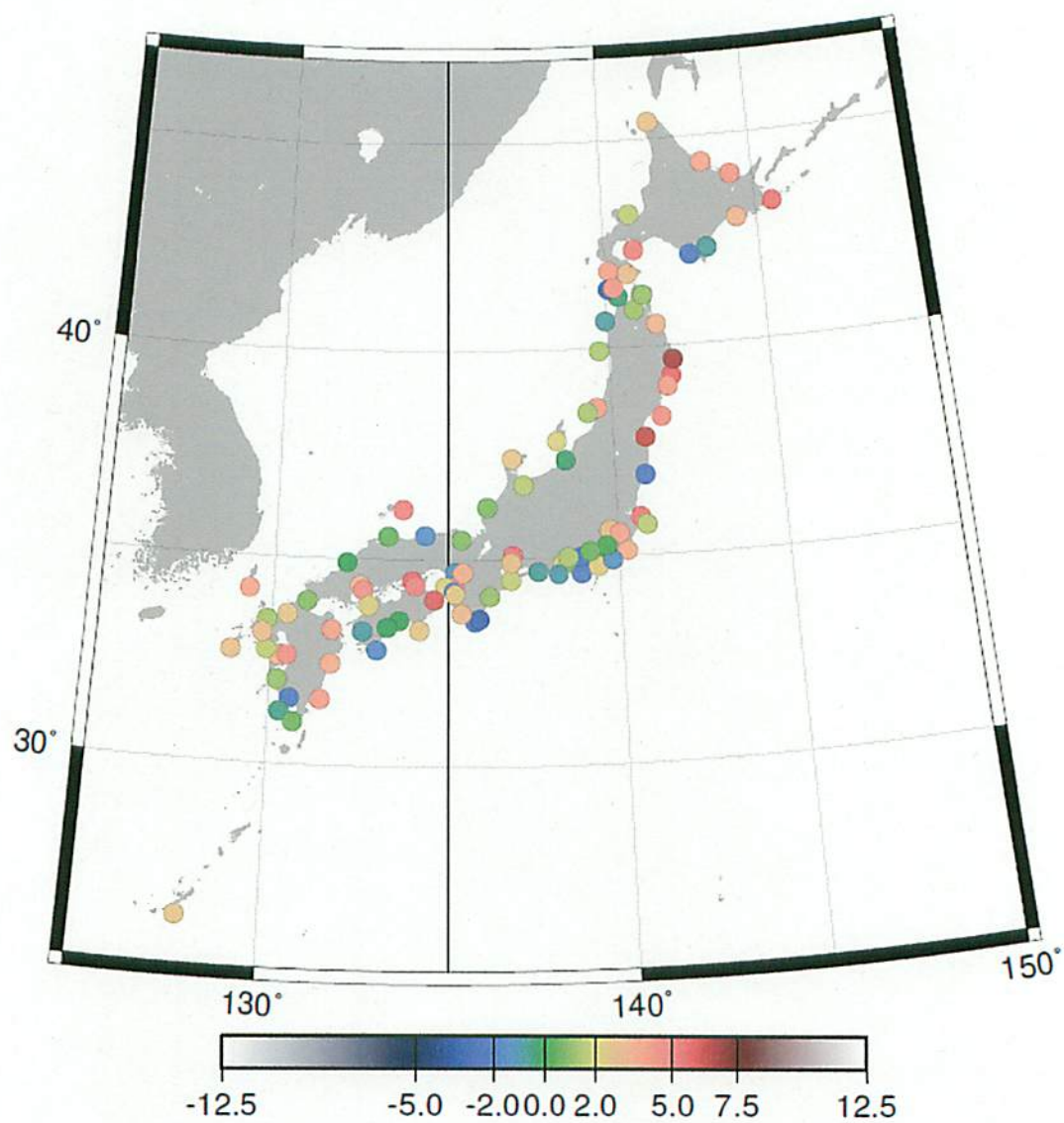


図 4-7. 験潮データを GPS 測位データで補正することによって得られた日本近海の絶対的な海水準変動速度の分布(mm/yr)。

図 4-8. 全ての観測点の結果(五十音順) (mm/yr)

験潮所(所在地)	最寄りの GPS 局	験潮儀観測による 海水準変動	GPS 局の 上下変動	絶対的な 海水準変動
阿久根(鹿児島県)	阿久根	-0.3	1.1	0.8
浅虫(青森県)	平内	1.7	-0.4	1.3
網走(北海道)	網走	3.2	1.1	4.3
油津(宮崎県)	北郷	1.0	3.2	4.2
油壺(神奈川県)	三浦 1	3.4	-3.4	0.0
鮎川(宮城県)	牡鹿	4.9	-0.3	4.6
粟島(新潟県)	粟島浦	3.3	-1.9	1.4
巖原(長崎県)	美津島	2.0	1.9	3.9
伊東(静岡県)	小室山	-5.6	2.7	-2.9
内浦(静岡県)	沼津	-1.4	-0.8	-2.2
宇野(岡山県)	直島	5.7	-0.1	5.6
浦神(和歌山県)	那智勝浦	0.1	-3.3	-3.2
浦河(北海道)	様似	-1.3	-1.3	-2.6
宇和島(愛媛県)	宇和島	0.3	-1.1	-0.8
江差(北海道)	上ノ国	1.8	2.3	4.1
大分(大分県)	大分	0.4	3.6	4.0
大阪(大阪府)	大阪	0.9	2.6	3.5
大泊(鹿児島県)	佐多	0.7	0.0	0.7
大船渡(岩手県)	大船渡	6.3	-2.1	4.2
大湊(青森県)	むつ	2.3	-1.1	1.2
男鹿(秋田県)	男鹿 1	-2.2	3.7	1.5
岡田(東京都)	大島 1	-0.3	2.7	2.4
小木(新潟県)	小木	2.4	-0.2	2.2
沖繩(沖縄県)	知念	0.7	2.0	2.7
忍路(北海道)	小樽	1.9	-0.2	1.7
小名浜(福島県)	北茨城	-3.7	1.5	-2.2
鬼崎(愛知県)	常滑 2	-1.8	4.6	2.8
御前崎(静岡県)	御前崎	7.5	-8.4	-0.9
尾鷲(三重県)	尾鷲	-0.9	2.1	1.2
海南(和歌山県)	和歌山海南	-2.0	4.5	2.5
鹿児島(鹿児島県)	鹿児島	4.5	-6.7	-2.2
鹿島港(茨城県)	鹿島	6.3	-0.9	5.4

柏崎(新潟県)	出雲崎	0.6	-0.9	-0.3
勝浦(千葉県)	勝浦	2.6	1.0	3.6
釜石(岩手県)	釜石	5.8	-0.1	5.7
仮屋(佐賀県)	玄海	0.3	1.1	1.4
串本(和歌山県)	串本	2.5	-4.9	-2.4
釧路(北海道)	釧路	9.8	-6.4	3.4
口之津(長崎県)	加津佐	1.1	2.0	3.1
久礼(高知県)	中土佐 1	-2.6	2.4	-0.2
呉(広島県)	広島熊野	3.7	0.8	4.5
高知(高知県)	高知	-2.5	2.4	-0.1
神戸(兵庫県)	神戸中央	-1.5	0.4	-1.1
西郷(島根県)	五箇	3.1	2.1	5.2
境(鳥取県)	美保関	1.1	-0.5	0.6
佐世保(長崎県)	西海	0.6	2.4	3.0
芝浦(東京都)	神奈川川崎	1.0	0.3	1.3
清水港(静岡県)	静岡清水市 2	5.1	-3.6	1.5
白浜(和歌山県)	田辺	-0.3	3.6	3.3
洲本(兵庫県)	洲本	3.2	-1.1	2.1
相馬(福島県)	相馬 2	5.2	1.1	6.3
高松(香川県)	高松	2.7	2.3	5.0
田子(静岡県)	賀茂	3.8	-3.0	0.8
田後(鳥取県)	岩見	2.0	-3.4	-1.4
竜飛(青森県)	今別	2.0	-2.4	-0.4
淡輪(大阪府)	熊取	-1.2	5.9	4.7
千葉(千葉県)	千葉緑	1.8	2.1	3.9
銚子漁港(千葉県)	銚子	1.7	-0.1	1.6
東京(東京都)	千葉市川	1.4	1.6	3.0
十勝(北海道)	広尾	-0.8	0.1	-0.7
徳島(徳島県)	徳島	2.0	3.9	5.9
土佐清水(高知県)	土佐清水	0.6	-2.1	-1.5
鳥羽(三重県)	鳥羽	0.3	1.5	1.8
富山(富山県)	高岡	1.6	0.0	1.6
長崎(長崎県)	長崎県	1.9	-0.2	1.7
名古屋(愛知県)	知多	-0.2	5.5	5.3
鼠ヶ関(山形県)	温海	5.0	-0.9	4.1
博多(福岡県)	前原	0.7	1.9	2.6

函館(北海道)	函館	0.8	2.2	3.0
八戸(青森県)	八戸	1.8	1.6	3.4
初島(静岡県)	初島	1.6	0.8	2.4
花咲(北海道)	根室 1	9.6	-4.1	5.5
浜田(島根県)	江津	1.8	-1.9	-0.1
広島(広島県)	広島 2	5.1	-1.7	3.4
深浦(青森県)	岩崎	-1.5	0.7	-0.8
福江(長崎県)	福江	0.5	2.5	3.0
細島(宮崎県)	日向	-0.2	3.9	3.7
舞阪(静岡県)	雄踏	1.2	-1.9	-0.7
舞鶴(京都府)	舞鶴	0.7	1.9	2.6
枕崎(鹿児島県)	枕崎	1.4	-1.9	-0.5
松前(北海道)	松前	-3.6	0.5	-3.1
松山(愛媛県)	北条	-0.7	3.0	2.3
真鶴(神奈川県)	湯河原	0.8	-0.1	0.7
三国(福井県)	三国	2.2	-1.3	0.9
三角(熊本県)	大矢野	2.1	2.5	4.6
南伊豆(静岡県)	南伊豆 2	1.8	-3.6	-1.8
宮古(岩手県)	宮古	3.5	3.2	6.7
室戸岬(高知県)	室戸	6.4	-3.8	2.6
室蘭(北海道)	室蘭	1.7	3.3	5.0
布良(千葉県)	館山	3.0	-4.2	-1.2
門司(福岡県)	下関	1.7	-0.7	1.0
紋別(北海道)	興部	3.0	0.9	3.9
焼津(静岡県)	榛原	7.4	-5.6	1.8
横須賀(神奈川県)	横須賀	4.0	-3.8	0.2
吉岡(北海道)	知内	1.7	2.7	4.4
和歌山(和歌山県)	和歌山	-0.2	-1.4	-1.6
輪島(石川県)	輪島	0.4	2.3	2.7
稚内(北海道)	稚内	2.9	-0.1	2.8

標準偏差 σ はデータ $x = \{x_i\}(i = 1, 2, \dots, n)$ が与えられたとき、以下のように表される。

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}{n-1}}$$

ただし、 \bar{x} は $x = \{x_i\}$ の相加平均である。また、誤差は σ/\sqrt{n} で表すことが出来る。今回の研究からは日本近海の絶対的な海水準変動速度は平均 $1.9 \pm 0.25 \text{ mm/yr}$ と結論づけられる。この値は験潮儀による全世界的な平均海水準変動速度 1.5 mm/yr (Church et al., 2001)と海面高度計による世界平均 2.8 mm/yr (Cazenave and Nerem, 2004)の中間的な値となっている。また個々の地点での海水準変動速度のばらつきを表す標準偏差は 2.4 mm/yr となった。

5 考察

前の章では驗潮による相対海面変動データを最寄りの GPS 点の絶対上下速度で補正することによって、日本のような地殻変動の激しい地域でも海面の絶対的な変動の研究が可能であることを示した。その一方で、GPS による補正の後も日本沿岸における海面変動の値は一定ではなく標準偏差にして 2 mm/yr を超えるばらつきを示すこともわかった。

補正後の海面変動を示す図 4-7 からは、こういったばらつきはランダムではなく地域によって系統的であるように見える。たとえば北海道東部や東北地方太平洋側、瀬戸内海、九州東部では上昇傾向、東海地方や四国南西部、九州南部では下降傾向にあるなどの地域性が顕著である。また、Cazenave & Nerem (2004) に報告されているアルチメータ観測による海水準変動速度(図 5-1、図 1-5 の日本付近を拡大したもの)と比較すると、北海道や紀伊半島、四国南西部、九州東部などで両者の傾向は似ているが、東北地方太平洋側や関東地方、東海地方などでは両者は異なった傾向を示す。

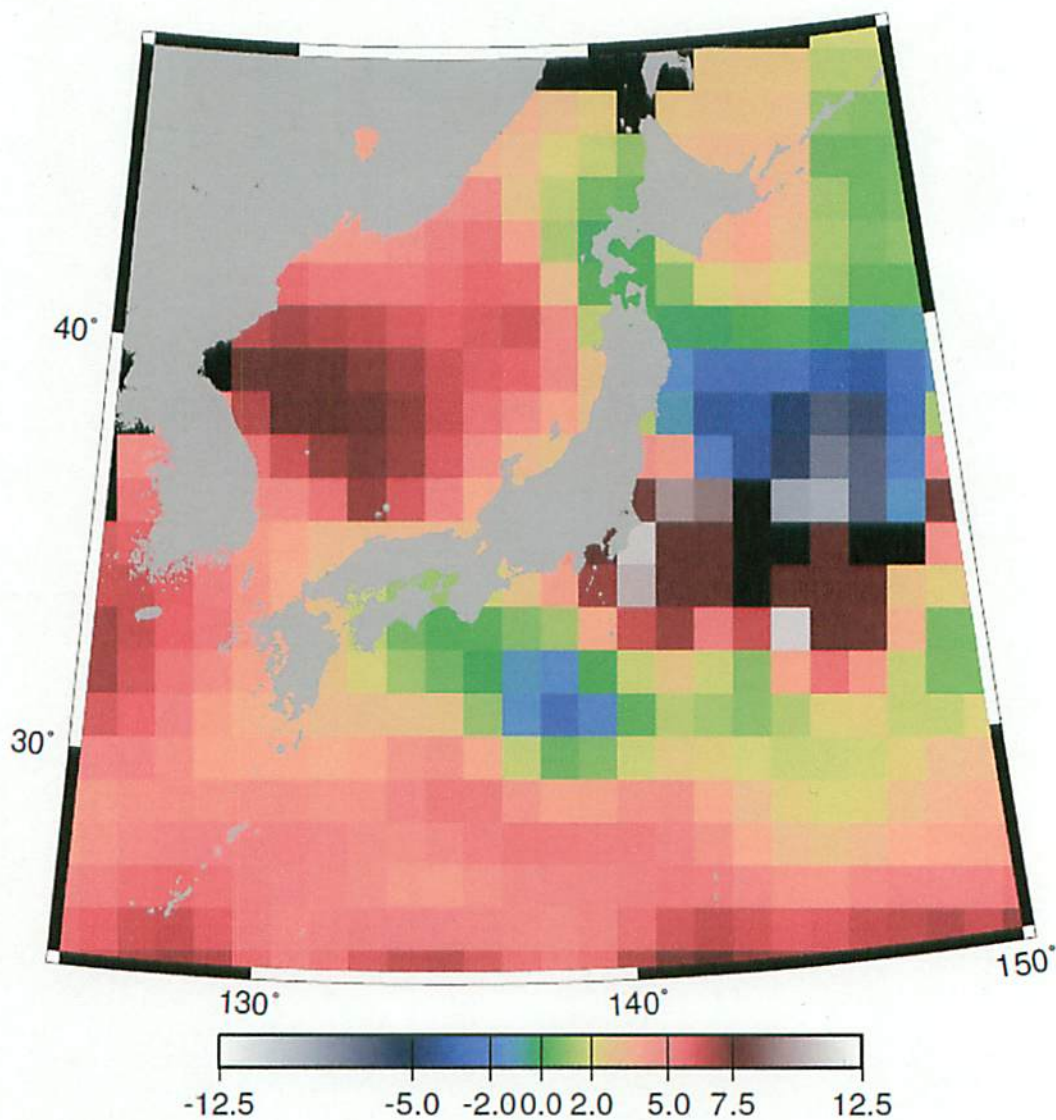


図 5-1. アルチメータ観測による絶対的な海水準変動速度の分布(mm/yr)。

験潮データを GPS で補正するという手法は、両者の観測期間が重なる、または観測期間が異なっても海面変動のトレンドが両者の観測期間を通じて一定であることを前提としている。しかし今回の解析においては、GPS 測位データが約 10 年分しかないのに対し験潮データは最も長いもので約 50 年分あるというような両者の期間の差がある。この影響が、近傍の験潮所で海水準変動速度が大きく異なったり、アルチメータ観測で見られた地域性と異なる地域性が見られたりする結果を引き起こしていることは否定できない。また、瀬戸内海のような陸地に挟まれた狭い海域については、マイクロ波により半径数キロの範囲を観測する衛星搭載アルチメータでは、陸地に阻まれて本来の値とは異なる値が求められている可能性もある。しかし今後、GPS 測位データや験潮データがカバーする時間幅が十

分に長くなり、また解析に用いるデータ期間を慎重に検討することにより、データ期間の場所による差の影響を取り除くことが出来ると考えられる。さらに、アルチメータ技術だけでは観測できなかった、細かい地域性を観測できるかもしれない。

6 謝辞

本論文を書くにあたり、多くの方々のお世話になりました。特に、日置 幸介 教授には研究テーマの紹介から論文の添削まで、何も分からない状態の私を丁寧にご指導していただきました。論文を完成させることが出来たのは、ひとえに教授のおかげです。ここに厚くお礼申し上げます。

修士課程1年の小川涼子さんには研究を進める上で様々なご助言、ご指導を頂きました。また、固体系ゼミの皆様、同じ4年生の仲間達には日頃からお世話になりました。併せてお礼申し上げます。

7 参考文献

Antonov et al., 2002, Steric sea level variations during 1957-1994: Importance of salinity, *J. Geophys. Res.*, 107(C12), 8013, doi:10.1029/2001JC000964.

Arctic Climate Impact Assessment, 2004, *Impacts of a Warming Arctic*, Cambridge Univ. Press, Cambridge.

Cazenave, A. and R. Nerem, 2004, Present-day sea level change: observation and causes, *Rev. Geophys.*, 42, R63001

Church et al., 2001, Changes in sea level, in *Climate Change 2001: The Scientific Basis, Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, edited by J. T. Houghton et al., pp.639-693, Cambridge Univ. Press, New York.

David G. Vaughan, 2005, How Does the Antarctic Ice Sheet Affect Sea Level Rise?, *SCIENCE*, VOL 308, pp.1877-1878

Davis et al., 2005, Snowfall-Driven Growth in East Antarctic Ice Sheet Mitigates Recent Sea-Level Rise, *SCIENCE*, VOL 308, pp.1898-1901

Douglas, B. C., 2001, Sea level change in the era of the recording tide gauge, in *Sea Level Rise, History and Consequences*, edited by Douglas et al., pp.37-64, Academic, San Diego, Calif.

Fichefet et al., 2003, *Geophys. Res. Lett.* 30, 1991, 10.1029/2003GL017826.

フリー百科事典『ウィキペディア(Wikipedia)』 <http://ja.wikipedia.org/wiki/>

GEONET http://terras.gsi.go.jp/gps/geonet_top.html

Gille, S. T., 2002, Warming of the Southern Ocean since the 1950s, *Science*, 295, 1275-1277.

Gornitz, V., 2001, Impoundment, groundwater mining, and other hydrologic transformations: Impacts on global sea level rise, in *Sea Level Rise, History and Consequences*, edited by Douglas et al., pp.97-119, Academic, San Diego, Calif.

GPS に関する用語解説 (shamen-net.com)

http://www.shamen-net.com/word/keyword_1.html#1_01

Gregory et al., 2001, Comparison of results from several AOGCMs for global and regional sea level change 1900-2100, *Clim. Din.*, 18, 225-240

Gregory et al., 2004, *Nature* 428, 616

Ishii et al., Historical ocean subsurface temperature analysis with error estimates, *Mon. Weather Rev.*, 131, 51-73

Jacobs, 1992, *Nature* 360, 29

Johannessen et al., 2005, Recent Ice-Sheet Growth in the Interior of Greenland, *SCIENCE*, VOL 310, pp.1013-1016

海岸昇降検知センター <http://cais.gsi.go.jp/cmdc/centerindex.html>

加藤照之,津村建四郎,1979,潮位記録から推定される日本の垂直地殻変動(1951~1978),地震研究所彙報,54,559-628

国土地理院, 2004、地震予知連絡会会報、第 66 巻、pp.595-610

国土地理院の験潮 <http://tide.gsi.go.jp/>

Leuliette et al., 2004, Results of TOPEX/Poseidon and Jason-1 calibration to construct a continuous record of mean sea level, *Mar. Geod.*, in press.

Levitus et al., 2000b, Yearly and year—Season upper ocean temperature anomaly fields, 1948-1998, NOAA Atlas NESDIS 40, Natl. Oceanic and Atmos. Admin., Silver Spring, Md. (<http://www.nodc.noaa.gov/OC5/PDF/ATLAS/nesdis40.pdf>)

Meier and Dyurgerov, 2002, How Alaska affects the world, *Science*, 297, 350-351.

Mitrovica et al., 2001, Recent mass balance of polar ice sheets inferred from patterns of global sea level change, *Nature*, 409, 1026-1029.

NASA/JPL <http://www.jpl.nasa.gov/>

Nerem and Mitchum, 2001a, Observations of sea level change from satellite altimetry, in *Sea Level Rise: History and Consequences*, edited by Douglas et al., pp.121-163, Academic, San Diego, Calif.

Nerem and Mitchum, 2001b, Sea level change, in *Satellite Altimetry and Earth Sciences: A Handbook of Techniques and Applications*, edited by L. Fu and A. Cazenave, pp.329-349, Academic, San Diego, Calif.

日本測地学会、大久保修平、2004、地球が丸いってほんとうですか？、朝日選書、pp.115-124

Peltier, W. R., 2001, Global glacial isostatic adjustment and modern instrumental records of relative sea level history, in *Sea Level Rise, History and Consequences*, edited by Douglas et al., pp.65-95, Academic, San Diego, Calif.

Plag, H.-P., and H.-U. Juttner, 2001, Inversion of global tide gauge data for present-day ice load changes, in *Proceedings of the Second International Symposium on Environmental Research in the Arctic and Fifth Ny-Alesund Scientific Seminar*, pp.301-318, Mem. Natl. Inst. Polar Res., Tokyo, Japan.

Rahmstorf, S and Clim, 2000, *Change* 46, 247

Sun and Hansen, 2003, Climate simulations for 1951-2050 with a coupled atmosphere-ocean model, *J. Clim.*, 16, 2807-2826.

Tamisiea et al., 2001, Global geoid and sea level changes due to present-day ice mass fluctuations, *J. Geophys. Res.*, 106(B12), 30,849-30,863.

Thomas et al., 2001, *J. Geophys. Res.* 106, 33707.

塚寿彦、2003、太陽フレアによる GPS 測位への影響、東京海洋大学海洋工学部流通情報工学科卒業論文

宇宙情報センター http://spaceinfo.jaxa.jp/index_j.html

Woodworth and Player, 2003, The Permanent Service for Mean Sea Level: An update to the 21st century, *J. Coastal Res.*, 19, 287-295.