

衛星海面高度計と潮位計による四国沖の水位変化の 比較：大気海洋間における物質・熱・運動量の交換 過程の計測法の開発研究：第3報

内田，裕

今脇，資郎
九州大学応用力学研究所：教授

<https://doi.org/10.15017/4744018>

出版情報：応用力学研究所所報. 80, pp.71-85, 1996-10. 九州大学応用力学研究所
バージョン：
権利関係：



衛星海面高度計と潮位計による四国沖の水位変化の比較 — 大気海洋間における物質・熱・運動量の交換過程の 計測法の開発研究 (第 3 報) —

内 田 裕* 今 脇 資 郎†

概 要

人工衛星 TOPEX/POSEIDON に搭載された海面高度計と四国沿岸の潮位計によって測定された 3 年間の水位変化を比較した。海洋潮汐などの短周期変動を含む、水位の瞬間値の比較では、相関係数は 0.99 で、両者の差の rms (root-mean-square) は 6.9 cm であった。短周期変動を除去した、水位の長周期変動の比較では、相関係数は 0.78 で、両者の差の rms は 7.2 cm であった。海面高度計と潮位計の測点位置の違いを考慮して一部補正すると、相関係数は 0.84 に、両者の差の rms は 6.0 cm に向上した。

Key words: TOPEX/POSEIDON, satellite altimeter, tide gauge, sea level, Kuroshio, ASUKA

1 は じ め に

現在、力学的に重要な物理量である水位を直接測定できるものとしては、沿岸での潮位計と人工衛星に搭載した海面高度計がある。潮位計は、水位を長期間にわたって連続的に観測できるので、黒潮の流速などの長期間のモニターにも有効である¹⁾²⁾。しかし、潮位計は、島や大陸などの沿岸のごく限られた場所における水位しか測定できないという欠点がある。人工衛星に搭載した海面高度計は、広域的かつ連続的に、また雲の存在に左右されず、水位を測定することができるので、その重要性が指摘されている³⁾。

海面高度計を搭載した人工衛星 TOPEX/POSEIDON (以下 T/P と略記) は、アメリカ航空宇宙局 (NASA) とフランス宇宙研究センター (CNES) の共同で、1992 年 8 月に打ち上げられた。T/P による水位の観測は 6 年間の予定で行われている⁴⁾。T/P の水位の測定精度は 5 cm 程度とされており⁴⁾、従来の海面高度計に比べ非常に高精度である。

*九州大学大学院総合理工学研究科博士後期課程 2 年

†九州大学教授応用力学研究所

四国沖での黒潮と黒潮再循環流の流量と熱流量を評価するための協同観測 ASUKA⁵⁾ (Affiliated Surveys of the Kuroshio off Cape Ashizuri; 四国沖黒潮協同観測) では, T/P 海面高度計データの利用を考慮して, 協同測線を T/P の軌道に沿って設けている (図 1). 1993 年 10 月から 1995 年 11 月までの 2 年間に集中観測が行われた. この期間を含めて 3 年以上にわたって約 10 日ごとに測線沿いの水位データが得られている.

衛星海面高度計が計測する水位には, 海洋の運動に伴う海面力学高度の分布と, 地球の重力異常に伴うジオイドの高さの分布が含まれる. 海洋の運動を調べるためにはジオイド面の形状を正確に知っている必要があるが, 現在知られているジオイド面の形状は, 海面力学高度の分布を求めるためには精度が不十分である³⁾. しかし, この測定的时间スケールではジオイドの変化は無視できるので, ある観測期間における海面力学高度の平均値からの偏差は, 水位の測定精度と同じ精度で求めることができる. したがって, 何らかの方法で, この観測期間中の海面力学高度の時間平均値の分布を求めることができれば, ジオイドの情報なしに海面力学高度を求めることができる. ASUKA 測線に沿って, ASUKA グループによって得られた現場海洋観測データと T/P 海面高度計データを組み合わせて, ジオイドの情報なしに海面力学高度の水平成分が求められている⁶⁾.

四国沖の黒潮については, ASUKA グループによって得られた現場海洋観測データから, 深さ 1000 m

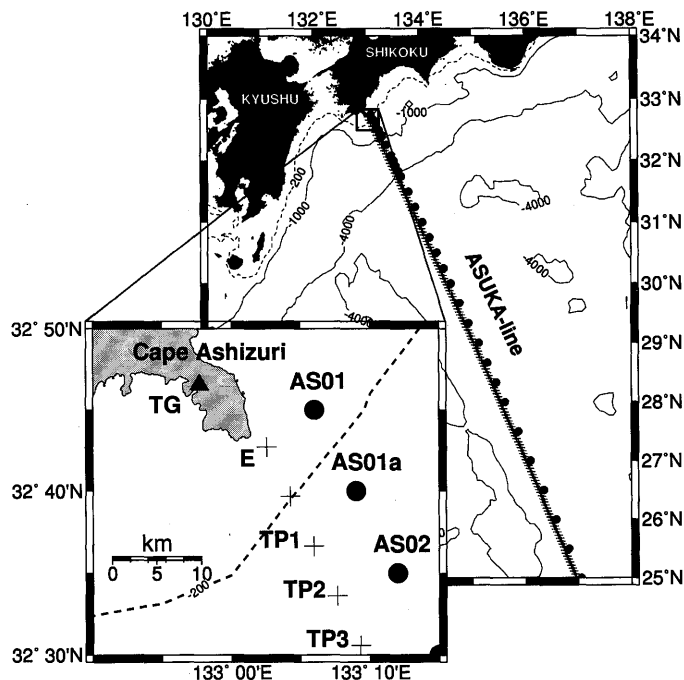


図 1 ASUKA 測線の四国足摺岬周辺の拡大図. TG は土佐清水検潮所, E, TP1, TP2, TP3 は T/P 海面高度計の測点, AS01, AS01a, AS02 は CTD の標準測点を表す.

までの黒潮の流量と黒潮を挟む海面力学高度の差との間に非常に良い相関があることが分かり、この関係を用いて、T/P 海面高度計データから黒潮の流量の時間変化が推定されている⁵⁾。しかし、この方法を用いる場合、沿岸に近い衛星海面高度計データが欠測していると黒潮の流量の推定ができない。また一般に、衛星海面高度計では、沿岸のごく近くの水位を測定することができない。そこで、ASUKA 測線の沿岸部分に近い、足摺岬の土佐清水(図1)における潮位計データによって、T/P 海面高度計データを補強することを試みた。

太平洋とインド洋の島および大陸などの沿岸の71測点での潮位計データとT/P海面高度計データの比較から、大陸などの沿岸では島に比べて両者のずれが統計的に大きいことが明らかになった^{7,8)}。また、父島の潮位計データとT/P海面高度計データの比較から、両者の差には約1年周期の変動があることが分かった⁹⁾。

ここでは、足摺岬の土佐清水における潮位計で計測された水位とT/P海面高度計で計測された水位を比較し、土佐清水における水位が黒潮の沿岸側の変動を代表しているかどうかを調べ、潮位計データとT/P海面高度計データを組み合わせた際の誤差を評価し、ASUKA 測線における潮位計データの利用について検討する。

2 データとデータ処理

2.1 衛星海面高度計データ

T/P は、約10日(9.9156日)間の1サイクルの間に地球を127周して元の軌道に戻る完全回帰軌道衛星である。軌道には北上軌道と南下軌道があり、ここでは、ASUKA 測線に沿った南下軌道である軌道112のデータを使用した(図1)。観測期間は、サイクル1から116(1992年9月27日から1995年11月11日)までの約3年間である。T/P は、NASA の海面高度計(ALT)を中心とした観測システム TOPEX と、CNES の海面高度計(SSALT)を中心とした観測システム POSEIDON の二つのシステムで構成されている。これら二つの海面高度計は一つのレーダ・アンテナを共有しているため、両方のシステムを同時に作動させることができない。全体の約10%の割合でPOSEIDONの観測が行われている。

使用したT/Pデータは、NASAのジェット推進研究所(JPL)からCD-ROMで配布されているM-GDR(Merged Geophysical Data Record)である。M-GDRには、TOPEXとPOSEIDONの測定値が共通のフォーマットで収められており、同時に、水位を求めるために必要な各種の補正值も収められている。水位を求めるためのデータ処理は、M-GDRのハンドブック¹⁰⁾に記載されている標準的な方法で行った。

衛星追跡システムと軌道計算により求められた地球の準拠回転楕円体面から衛星までの距離(軌道高度)と、海面高度計が計測する衛星から直下の海面までの距離(測定距離)から、準拠回転楕円体面から海面までの距離(海面高度；ここでは簡単に水位と呼ぶ)が求められる。海面高度計が計測する測定距離には、電離層での光速補正、乾燥大気および大気中の水蒸気量による光速補正、および海面での電波の反射状態の補正(EM バイアス)が必要である。これらの補正量はすべてM-GDRに収められてい

る。TOPEX と POSEIDON の海面高度計が測定する測定距離の間には相対的なバイアスが存在することが報告されている⁹⁾。ここでは、POSEIDON の測定距離に -20 cm のバイアス補正を行った。軌道高度には、新しい地球の重力モデル JGM-3 (Joint Gravity Model-3) を用いて計算されたものを、JPL の PO.DAAC (Physical Oceanography Distributed Active Archive Center) からインターネットにより入手して使用した。ただし、サイクル 93 以降については、新しく計算された軌道高度が M-GDR に含まれているので、それを使用した。

海洋の運動に伴う水位の変化を調べるのが目的なので、固体地球潮汐、地球の極運動によって等ポテンシャル面が変化することによる約 430 日周期の潮汐、および海面気圧の変化による水位の変化を補正した。気圧補正には、静水圧近似を用いたインバース・バロメーター (IB) 効果として $IB=0.9948 \times (P-1013.3)\text{ [cm]}$ の補正式を用いた。ここで、 P は海面気圧 (hPa) を表す。海面気圧には、ECMWF (European Center for Medium-Range Weather Forecast) の大気大循環モデルの結果を使用した。これらはいずれも M-GDR に含まれている。

M-GDR には、日周潮と半日周潮の海洋潮汐の補正として、二種類の潮汐モデル¹¹⁾¹²⁾ による補正値が収められているが、潮汐モデルの誤差によるエイリアジングが指摘されている¹³⁾。ここでは、新しい潮汐モデル CSR 3.0¹⁴⁾ をテキサス大学からインターネットにより入手して使用した。この潮汐モデルは、2.4 年間 (89 サイクル) の T/P 海面高度計データを基に、日周潮と半日周潮の、固体地球に準拠した海洋潮汐と、海洋潮汐の加重による固体地球のたわみ (load tide) を応答法により求めた経験的なモデルである。衛星海面高度計データに対する海洋潮汐の補正には、海洋潮汐と、海洋潮汐の加重による固体地球のたわみを使用した。また、潮汐モデルの予報値と潮位計データの短周期変動の比較では、固体地球に準拠した海洋潮汐を使用した。

T/P では、軌道のずれを赤道での海面距離にして 2 km の幅に収まるように軌道修正が行われている。軌道に直角な方向のジオイドの空間分布を補正するために、M-GDR に含まれている平均海面高度 (T/P 以前の衛星海面高度計により得られている) を用いた。全サイクルの軌道の位置をプロットし、その中でなるべく中心を通るサイクルの軌道を選び (サイクル 48 を採用)、約 6.2 km ごとに標準の測点を決定した (図 1 の TP1, TP2, TP3 など)。次に、各サイクルの測定値を標準の測点に線形内挿し、サイクル 6 から 116 までの 3 年間の平均値を求め、それからの偏差として水位偏差を求めた。最初の 5 サイクルのデータを除いて平均値を求めたのは、サイクル 1 から 8 の期間中は衛星の姿勢制御に若干の問題があったためである¹⁰⁾。

軌道沿いの短波長の誤差を除去するために、3 点のハニング・フィルター (ハーフ・パワーゲインの波長は 34 km) を施した。したがって、データ処理後の最も沿岸寄りの T/P の測点は TP2 となる (図 1)。

2.2 潮位計データ

潮位計データとして、足摺岬の土佐清水検潮所 (図 1 の TG) における 1 時間ごとの潮位計データを使用した。T/P 海面高度計データと同じ時期の 3 年間の平均値からの偏差として水位偏差を求めた。

海面気圧の変化による水位の変化を補正するために、清水測候所における1時間ごとの気圧データを用い、T/P 海面高度計データの気圧補正と同じ式で補正值 IB を求めた。この気圧データと T/P の M-GDR に収められている気圧データ (図1のE点) による気圧補正値を比較すると、両者の相関係数は0.997で、両者の差のrms (root-mean-square) は0.6 cmであり、良く一致していた。これは、この付近の気圧の実測値がECMWFのモデルに良く反映されているためであると思われる。

潮位計データに対する、海洋潮汐などの短周期変動の除去には、気圧補正を施した後の水位偏差に対してカット・オフ時間が48時間のタイドキラ・フィルター¹⁵⁾を用いた。

地球の極運動による潮汐には、固体地球と海洋の成分があるが、海洋の成分は小さいので¹⁶⁾、潮位計データに対する極運動による潮汐の補正は行っていない。

3 結 果

T/P 海面高度計と潮位計で得られた水位偏差を比較した。比較に用いた測点は、T/Pの測点TP2と検潮所TGである(図1)。測点TP2から測点TGまでの距離は約28 km、測点TP2から足摺岬の先端までの距離は約20 kmである。

3.1 水位の瞬間値の比較

まず、T/P 海面高度計データと潮位計データを、海洋潮汐などの短周期変動を含む、水位偏差の瞬間値について比較した。T/P 海面高度計データには各種の光速補正とEM バイアス補正、固体地球潮汐の補正、極運動による潮汐の補正、および気圧補正は行ったが、海洋潮汐の補正は行っていない。潮位計データには気圧補正を行った。結果を図2に示す。76回の観測における両者の相関係数は0.99、回帰直線の傾きは0.98、両者の差のrmsは6.9 cmである。T/P 海面高度計が水位の変化を良く捉えていることが分かる。また、図2(b)から、T/Pの10日の測定間隔による、潮汐成分M2の62日周期のエイリアジング¹³⁾が卓越していることが分かる。

3.2 水位の長周期変動の比較

つぎに、T/P 海面高度計データと潮位計データを、海洋潮汐などの短周期変動を除去し、水位偏差の長周期変動について比較した。結果を図3に示す。76回の観測における両者の相関係数は0.78、回帰直線の傾きは1.21、両者の差のrmsは7.2 cmである。この海域では海洋潮汐の振幅に比べて海洋潮汐以外の変動は小さいので、瞬間値の比較の結果に比べて相関係数は0.99から0.78へと小さくなった。回帰直線の傾きから分かるように、潮位計データよりもT/P 海面高度計データの方が振幅がやや大きい。図3(b)から、両者の水位偏差の時間変化は、9月から10月頃 (Year day で-100日、270日、630日、1000日頃) に極大値をもつ1年周期の変動が卓越していることが分かる。両者の差の時間変化は、全体として、瞬間値の比較の結果 (図2(c)) にかかなり近い。

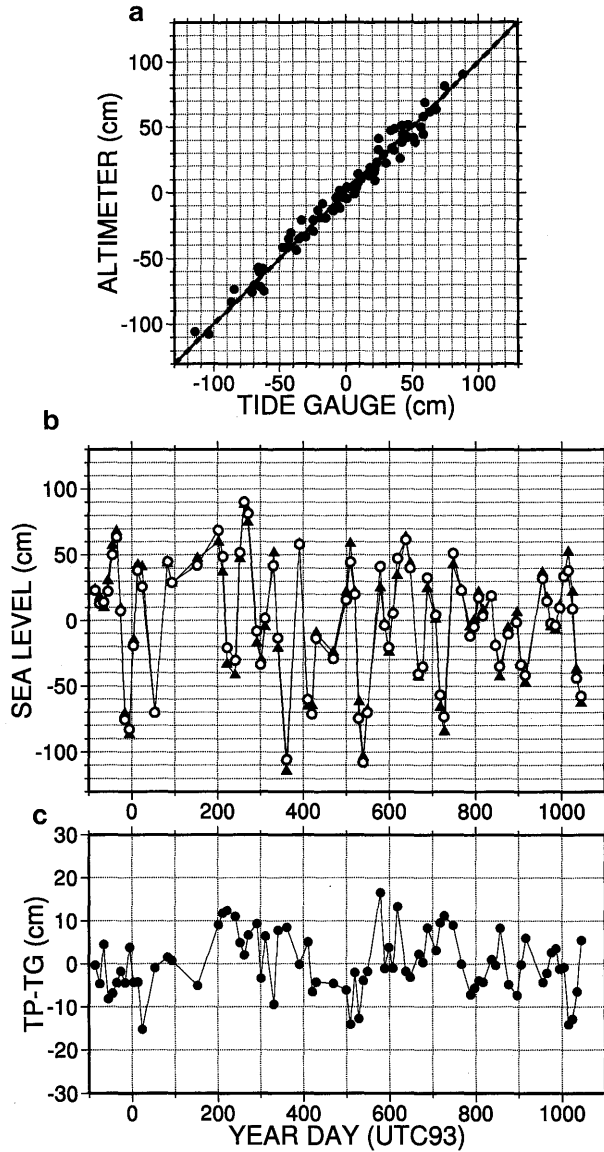


図2 T/P海面高度計データと潮位計データの水位偏差の比較。海洋潮汐などの短周期変動を含む瞬間値を比較したもの。(a)はスキャッター・プロットである。両者の相関係数は0.99、回帰直線(点線)の傾きは0.98である。傾きが1の直線を図中に示す。(b)は水位偏差の時系列で、白丸はT/P海面高度計データ、三角はT/P観測時の潮位計データを表し、時間は1993年1月1日を第1日とした日付で示す。(c)は両者の差の時系列で、横軸は(b)と同じ。両者の差のrmsは6.9cmである。

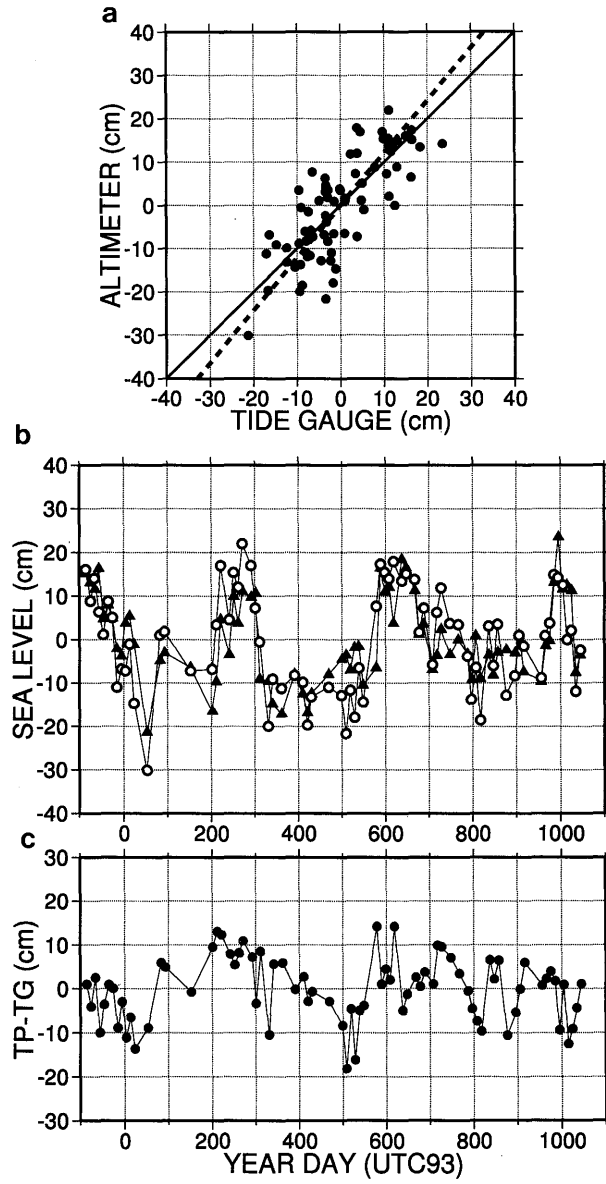


図3 図2と同じ。ただし、海洋潮汐などの短周期変動を除去して長周期変動を比較したもの。両者の相関係数は0.78、回帰直線(点線)の傾きは1.21、両者の差のrmsは7.2cmである。

3.3 測点位置の違いを考慮した水位の長周期変動の比較

潮位計データと T/P 海面高度計データについて、潮汐補正後の水位偏差の水平分布を図 4 に示す。多くの場合、T/P 海面高度計で測られた水位偏差の分布の延長上に、潮位計での値がある。したがって、30 km 程度離れている検潮所 TG と T/P の測点 TP2 の間に、黒潮の存在などに伴う水位偏差の空間変化が無視できない程度存在していることが考えられる。

そこで、図 1 の T/P の測点 TP2 と TP3 における水位偏差を測点 TP1 に線形外挿したものと潮位計データを、長周期変動について比較した。結果を図 5 に示す。75 回の観測における両者の相関係数は 0.84、回帰直線の傾きは 1.17、両者の差の rms は 6.0 cm である。測点位置の違いを考慮していない前節 (3.2) の結果と比較して、回帰直線の傾きは 1.21 から 1.17 に、相関係数は 0.78 から 0.84 に、両者の差の rms は 7.2 cm から 6.0 cm に向上している。この差から、測点 TP2 と TP1 の水位偏差の違いは rms で約 4.0 cm と推定される。また、同じ方法で図 1 の E 点に線形外挿したものと潮位計データを比較すると、両者の差の rms は 7.8 cm と逆に大きくなった。線形外挿による測点位置の違いの補正は、測点 TP1 付近までが限界であると思われる。

4 議 論

T/P 海面高度計データと潮位計データを比較した場合の不一致の内訳について考察する。

まず、T/P 海面高度計の測定距離の rms 誤差は、TOPEX で 3.2 cm、POSEIDON で 3.7 cm といわれている⁴⁾。今回比較した 76 回の観測のうち 9 回が POSEIDON による観測であったので、T/P 海面高度計の測定距離の誤差は約 3.3 cm と推定できる。T/P の軌道誤差は 3 cm 以下であるといわれている¹⁷⁾。固体地球潮汐の補正誤差は 1 cm 以下であるとされている⁴⁾。また、軌道の水平方向のずれによるジオイドの空間分布の補正の誤差は 0.9 cm 以下であると思われる¹⁸⁾。したがって、T/P 海面高度計による水位偏差の測定誤差は rms で 4.7 cm となる。この付近での気圧の補正值の誤差は 0.6 cm であると考えられる (2.2 節)。潮位計データの測定誤差は、データの読取り値が 1 cm ごとであることを考慮して、ここでは 0.5 cm とする。潮位計データと T/P 海面高度計データの水位偏差を比較した場合の不一致は、瞬間値を比較した場合が 6.9 cm で、長周期変動を比較した場合が 7.2 cm であったので、これらの測定や補正の誤差以外の不一致は、前者の場合が 5.0 cm で、後者の場合が 5.4 cm となる (表 1)。

次に、この原因のよく分からない不一致の内訳について考察する。これらの不一致の原因としては、測点位置の違いと潮汐モデルの誤差 (その rms を c とする) が考えられる。測点位置の違いには、黒潮の存在などに伴う水位偏差の長周期変動の違い (その rms を a とする) と、風の吹き寄せなどの短周期変動の違い (その rms を b とする) が考えられる。したがって、瞬間値の比較の場合は $5.0^2 = a^2 + b^2$ 、長周期変動の比較の場合は $5.4^2 = a^2 + c^2$ と推定できる。

ここで、潮汐モデルの誤差の大きさを調べるために、検潮所 TG での、潮汐モデル CSR 3.0¹⁴⁾ による日周潮と半日周潮の海洋潮汐の予報値と、潮位計データから 48 時間タイドクリアー・フィルターで除去された短周期変動とを比較した。結果を図 6 に示す。Year day の 220 日および 250 日前後は検潮所の西側に台風が通過したため両者の差が極端に大きくなっている。図 6 (a) で直線から大きくはずれているデー

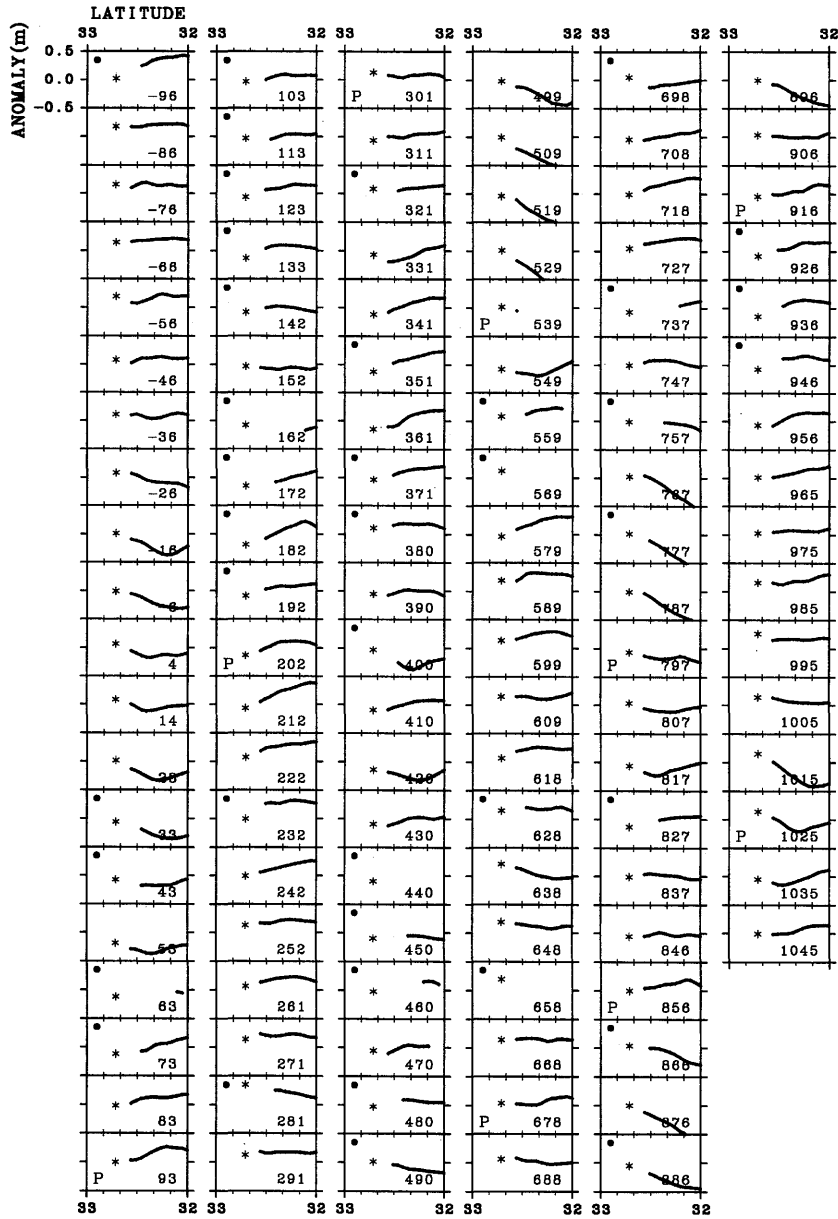


図 4 ASUKA 測線に沿った水位偏差の水平分布. 実線は T/P 海面高度計データ, *印は潮位計データを表し, 図中の数字は観測日で, 1993年1月1日を第1日とした日付で示す. サイクル1から116までの T/P 海面高度計の観測を示し, 各パネルの左下の P は POSEIDON による観測を, 左上の●印は潮位計との比較を行ななかった観測を表す.

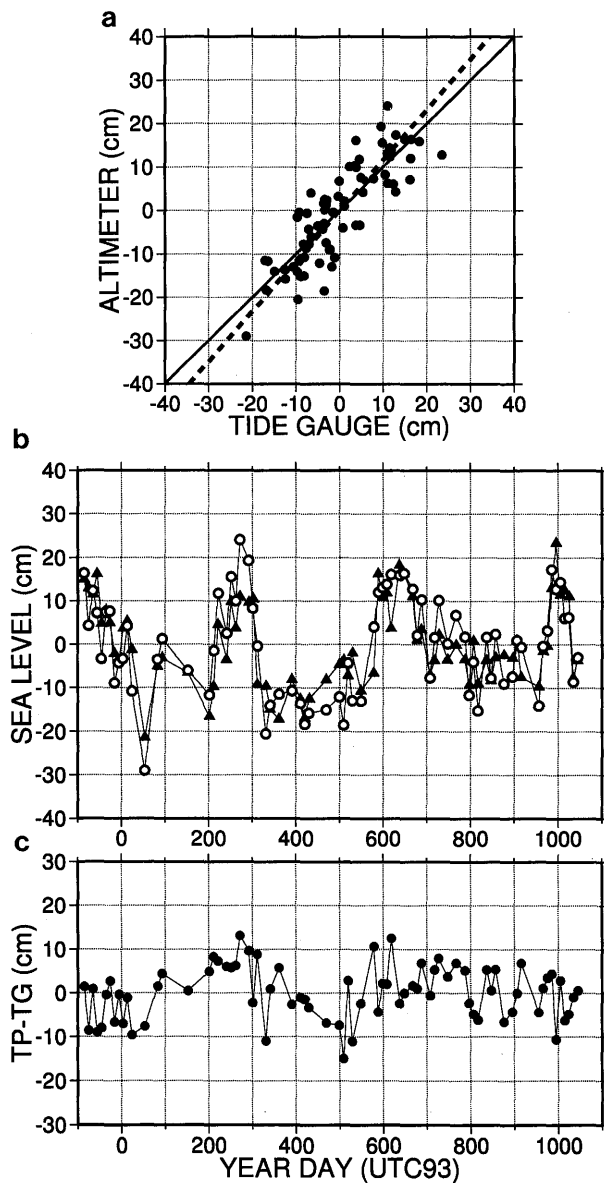


図5 図3と同じ。ただし、T/P海面高度計データを外挿して求めた測点TP1(図1参照)での値と潮位計データを比較したもの。両者の相関係数は0.84, 回帰直線(点線)の傾きは1.17, 両者の差のrmsは6.0cmである。

表1 T/P 海面高度計データと潮位計データの統計的な比較. Instant は海洋潮汐などの短周期変動を含む, 水位偏差の瞬間値の比較, Long-Term A は海洋潮汐などの短周期変動を除去した, 水位偏差の長周期変動の比較, Long-Term B は測点位置の違いを考慮して一部補正した後の, 長周期変動の比較を表し, Total difference は T/P 海面高度計データと潮位計データの差を表す. その他の項については本文を参照.

Discrepancy	rms(cm)		
	Instant	Long-Term A	Long-Term B
Total difference	6.9	7.2	6.0
Altimeter error	4.7	4.7	4.7
Inverse barometer	0.6	0.6	0.6
Tide gauge error	0.5	0.5	0.5
Other sources	5.0	5.4	3.7
Long-Term difference	a(4.8)	a(4.8)	a'(2.7)
Short-Term difference	b(1.4)	—	—
Tide model error	—	c(2.5)	c(2.5)

タはすべてこの時のものである。それ以外は傾きが1の直線の近くに集中している。両者の相関係数は0.998, 回帰直線の傾きは1.00, 両者の差のrmsは2.9 cmであった。両者の差の原因としては, 潮汐モデルの誤差, 風の吹き寄せなどの, 海洋潮汐以外の短周期変動, および潮位計データの測定誤差 (0.5 cm) が考えられる。したがって, 両者の差のrmsから $2.9^2 = b^2 + c^2 + 0.5^2$ と推定できる。

これらの三つの式から, 黒潮の存在などに伴う長周期変動の違い(a)は4.8 cm, 風の吹き寄せなどの短周期変動の違い(b)は1.4 cm, 潮汐モデルの誤差(c)は2.5 cm となる(表1)。ただし, ここでは短周期変動は沿岸においてのみ顕著な局所的なものと仮定した。もし測点 TP2 においても有意な短周期変動が存在する場合には, その影響はここでの潮汐モデルの誤差の中に含まれている。

T/P 海面高度計データを測点 TP1 に外挿すると, 長周期変動の違いはrmsで2.7 cm(a')に減少した。残りの20 km程度の測点位置の違いを補正するためには, T/P 海面高度計データだけでは無理であり, 別の方法による測点間の水位の観測が必要である。ASUKA 観測では T/P 海面高度計の観測期間中に CTD/XBT (電気伝導度水温水深計/投棄式水深水温計) 観測が繰り返し行われている⁵⁾。ASUKA 観測による T/P の観測期間中の17回のCTD/XBTデータから, 図1の測点 AS01a と AS01 での海底(深さ約150 m)に準拠した海面での力学的高度アノマリーを求め, その時間変動成分についての測点間の差のrmsを求めると2.5 cmであった。このことは, 測点 TP1 と検潮所 TG の間の長周期変動の違いとして推定された2.7 cm程度の変動が, 測点 TP1 と E の間に実際に存在しうることを示している。

オーストラリアのタスマニア島沿岸での潮位計データと T/P 海面高度計データの比較¹⁹⁾では, 水位偏差の瞬間値についての差のrmsは4.7 cmであり, ここでの結果 (6.9 cm) よりかなり良い。その原因は, その場所での T/P 海面高度計データの測定誤差が小さいことと, 測点位置の違いによる水位の差が小さいことなどがあげられる。

太平洋とインド洋の沿岸での潮位計データと T/P 海面高度計データの比較^{7,8)}では, 水位偏差の長周

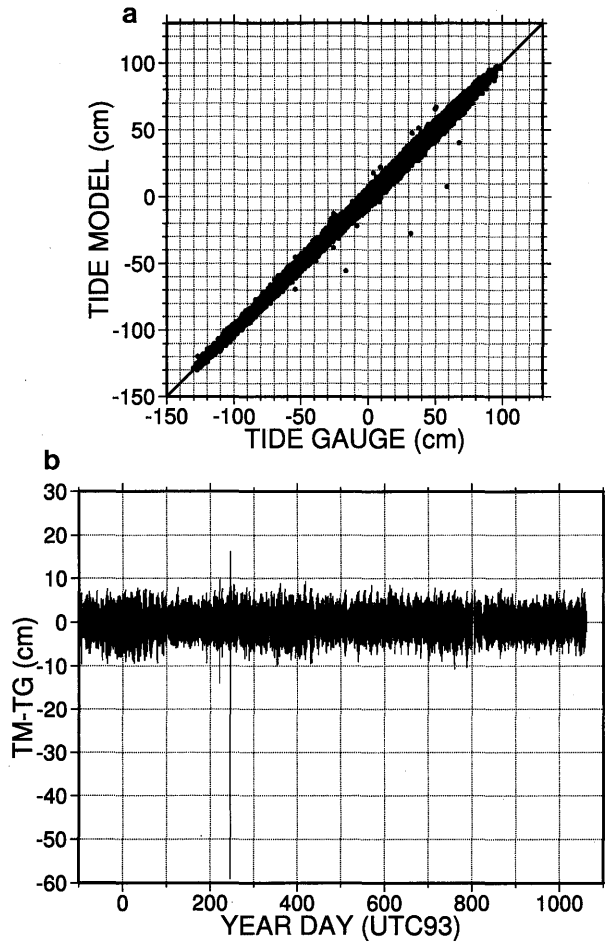


図6 検潮所 TG における、潮汐モデル CSR3.0¹⁴⁾ による海洋潮汐の予報値と、潮位計データの水位偏差の短周期変動の比較。(a)はスキャッター・プロットである。両者の相関係数は0.998、回帰直線の傾きは1.00である。傾きが1の直線を図中に示す。(b)は両者の差の時系列で、時間は1993年1月1日を第1日とした日付で示す。両者の差の rms は2.9cm である。

期変動についての差の rms は6.5 cm から7.7 cm であり、島での比較では、差の rms は3.8 cm から4.3 cm であった。ここでの結果と比較すると、測点位置の違いを補正する前の長周期変動についての差が7.2 cm であり、沿岸での潮位計データの比較と同程度の結果であった。また、父島での潮位計データと T/P 海面高度計データの比較⁹⁾ では、水位偏差の長周期変動についての差の rms は4.5 cm であり、1年周期の変動を補正すると rms は約4 cm であった。この結果は上記の太平洋とインド洋の島々での結果に近く、ここでの比較の結果 (6.0 cm 以下) よりも良い。なお、父島での比較に見られた1年周期

の変動は、ここでは見られなかった。

黒潮を挟む海面力学高度の差を用いて黒潮の流量を推定する場合⁵⁾に、潮位計データを衛星海面高度計データと組み合わせる利点としては、(1)衛星海面高度計では得られない沿岸近くの値が得られる、(2)欠測が非常に少ない、(3)時間的に密である、(4)潮汐を精度良く除去できる、などが考えられ、欠点としては、衛星海面高度計データのみから流量を推定する場合には衛星の軌道高度の誤差はほとんど問題にならないのに対し、潮位計データを衛星海面高度計データと組み合わせる場合には、それが流量の推定に直接影響することがあげられる。潮位計データと T/P 海面高度計データを組み合わせて求めた場合の、黒潮を挟む海面力学高度の差の誤差は 6.0 cm 以下と見積もられる (3.3 節)。

5 ま と め

ASUKA 測線における潮位計データの利用を考慮して、T/P 海面高度計データと土佐清水検潮所の潮位計データから求めた 3 年間の水位偏差を比較した。海洋潮汐などの短周期変動を含む、水位偏差の瞬間値の比較では、相関係数は 0.99 で、両者の差の rms は 6.9 cm であった。短周期変動を除去した、水位偏差の長周期変動の比較では、相関係数は 0.78 で、両者の差の rms は 7.2 cm であった。潮位計と海面高度計の測点位置の違いを考慮して一部補正すると、相関係数は 0.84 に、両者の差の rms は 6.0 cm に向上した。ただし、完全には測点位置の違いを補正できず、測点位置の違いによる不一致が rms で 3 cm 程度あるものと推定される。測点位置の違いを除く上記の差の大部分は、T/P 海面高度計の測定誤差および潮汐モデルの誤差であると考えられるので、土佐清水における潮位は、黒潮の沿岸側の変動を良く表していると言える。また、ここでの結果は、太平洋とインド洋の沿岸での潮位計データと T/P 海面高度計データの長周期変動を比較した結果⁷⁾⁸⁾と同程度であった。

現在、NASA の JPL では、より精度の高い補正值を用いて、T/P 海面高度計データの再編集を行っている。EM バイアス補正值、平均海面高度およびジオイドなどの精度が高くなる。これらのデータを用いることで、潮位計データと T/P 海面高度計データのより精度の高い比較が期待できる*。

謝 辞

土佐清水の気圧および潮位のデータは、それぞれ気象庁の清水測候所および神戸海洋気象台に提供して頂いた。TOPEX/POSEIDON 海面高度計データは、NASA の JPL の PO. DAAC から提供を受けた。ASUKA 測線の CTD/XBT データは、ASUKA グループによって得られたものである。ここに記して感謝の意を表する。この研究は、九州大学応用力学研究所の大型特定研究「大気海洋間における物質・熱・運動量の交換過程の計測法の開発研究」の一環として行われた。また、文部省の科学研究費補助金の援助を受けた。

* 本論文の受理の後で、TOPEX海面高度計の測定距離の補正に重大な誤りがあったことが判明した。それによると、TOPEX海面高度計の測定距離が約13cm短く見積もられていたことになり、POSEIDON海面高度計とのバイアス補正などを改訂する必要があるが、その他の点では大きな影響は受けない。

参 考 文 献

- 1) Blaha, J. and R. Reed: Fluctuations of sea level in the western North Pacific and inferred flow of the Kuroshio, *J. Phys. Oceanogr.*, **12**, 669-678, 1982.
- 2) Kawabe, M.: Variability of Kuroshio velocity assessed from the sea-level difference between Naze and Nishinoomote, *J. Oceanogr. Soc. Japan.*, **44**, 293-304, 1988.
- 3) 今脇資郎: 衛星アルティメター, 海の研究, **4**, 487-508, 1995.
- 4) Fu, L.-L., E. J. Christensen, C. A. Yamarone Jr., M. Lefebvre, Y. Menard, M. Dorrer and P. Escudier: TOPEX/POSEIDON mission overview, *J. Geophys. Res.*, **99** (C12), 24,369-24,381, 1994.
- 5) 今脇資郎: 黒潮および黒潮反流の流量・熱流量の測定に関する総合的研究, 九州大学応用力学研究所, pp. 205, 1996.
- 6) 今脇資郎, 内田裕: 海面高度計による黒潮横断水位分布の検出, 京都大学防災研究所年報, 38 B-2, 655-662, 1995.
- 7) Mitchum, G. T.: Comparison of TOPEX sea surface heights and tide gauge sea levels, *J. Geophys. Res.*, **99** (C12), 24,541-24,553, 1994.
- 8) Nerem, R. S., E. J. Schrama, C. J. Koblinsky and B. D. Beckley: A preliminary evaluation of ocean topography from the TOPEX/POSEIDON mission, *J. Geophys. Res.*, **99** (C12), 24,565-24,583, 1994.
- 9) Ebuchi, N. and K. Hanawa: Comparison of sea surface heights observed by TOPEX altimeter with sea level data at Chichijima, *J. Oceanogr. Soc. Japan.*, **52**, 259-273, 1996.
- 10) Benada, R.: PO. DAAC Merged GDR (TOPEX/Poseidon) Users Handbook, Jet Propulsion Laboratory, D-11007, 1993.
- 11) Schwiderski, E. W.: On charting global ocean tides, *Rev. Geophys. Space Phys.*, **18**, 243-268, 1980.
- 12) Cartwright, D. E. and R. D. Ray: Energetics of global ocean tides from Geosat altimetry, *J. Geophys. Res.*, **96** (C9), 16,897-16,912, 1991.
- 13) Schlax, M. G. and D. B. Chelton: Aliased tidal errors in TOPEX/POSEIDON sea surface height data, *J. Geophys. Res.*, **99** (C12), 24,761-24,775, 1994.
- 14) Eanes, R. and S. Bettadpur: The CSR 3.0 Global Ocean Tide Model, Center for Space Research, Technical Memorandum, CSR-TM-95-06, 1995.
- 15) 花輪公雄, 三寺史夫: 海洋資料における日平均値の作成について — 日平均潮位を扱う際の留意点 —, 沿岸海洋研究ノート, **23**, 79-87, 1985.
- 16) Wahr, J. M.: Deformation induced by polar motion, *J. Geophys. Res.*, **90** (B11), 9363-9368, 1985.
- 17) Marshall, J. A., N. P. Zelensky, S. M. Klosko, D. S. Chinn, S. B. Luthcke, K. E. Rachlin and R. G. Williamson: The temporal and spatial characteristics of TOPEX/POSEIDON radial orbit error, *J. Geophys. Res.*, **100** (C12), 25,331-25,352, 1995.

- 18) Rapp, R. H., Y. Yi and Y. M. Wang : Mean sea surface and geoid gradient comparisons with TOPEX altimeter data, *J. Geophys. Res.*, **99** (C12), 24,657-24,667, 1994.
- 19) White, N. J., R. Coleman, J. A. Church, P. J. Morgan and S. J. Walker : A southern hemisphere verification for the TOPEX/POSEIDON satellite altimeter mission, *J. Geophys. Res.*, **99** (C12), 24,505-24,516, 1994.

(平成8年5月31日 受理)