

海水位の変動機構

藤原建紀*・國井麻妃**・宇野奈津子***

日本沿岸の水位は、共通の変動をする 9 つの海域に分かれることが知られている。それぞれの海域の水位変動が陸棚斜面の海況変動によって起きていることを 20~30 年間の海洋観測データによって示した。陸棚斜面の力学的海面高度は、観測日の日平均水位とよく一致している。この力学的海面高度は水深約 300 m 以浅の鉛直平均水温に対応する。近似的には水深 100 m の水温と水位がよい対応を示しており、近年の高水位は海水温の上昇によって起きている。水温と水位の対応を利用し、水位から過去の水温を逆算することもできる。また、水温変動の影響を除いた水位の時系列から、地盤の沈下・隆起を推定することができる。

1. はじめに

近年、潮位が予報値よりも著しく高くなる異常潮位がしばしば起きようになってきた。このような水位変動には、海洋起源の変動と、地殻変動や地盤沈下による変動が含まれている。前者については、近年の海水温の上昇に伴う水位上昇、黒潮流路変動に伴う水位変動などが考えられてきた。しかしながら、異常潮位の原因は十分には分かっていない。また海水面の変動と、地盤高の変動との分離にも技術的な問題を残している。これらの問題に関して多くの研究が行われ、海洋気象学会ではシンポジウムが開かれ、また小西ら (2004) によって総説が書かれている (Sekine・Fujita, 1999; 小西, 2000; 岩崎ら, 2002; 金子ら, 2003; 久野・藤田, 2003; Miller・Douglas, 2004)。

日本沿岸の水位は、共通の水位変動を示す 9 つの海域に分かれることが知られている (図-1) (津村, 1963; 加藤・津村, 1979)。これらの研究では、それぞれの海域内で共通する水位変動を求め、これからの水位偏差を地殻変動による水位変動とした。

本研究では、海域で共通する水位変動が陸棚斜面海域の海況変動 (主に水温変動) によって起こされていることを示し、また近年の高水位は、近年特に顕著な高水温によって起こされていることを示す。

2. 調査および解析

本研究で用いる潮位データは、気象庁・国土地理院・海上保安庁によって長期的に測られている検潮所の毎時の潮位を用いた (図-2)。これから調和分解法により潮汐成分 (日周潮および半日周潮よりも短周期潮) を除いた後、日平均水位を求めた。以下、この水位を実測水位と呼び、気圧補正済み水位を補正水位と呼ぶ。気圧補正は、(海面気圧 (hPa) - 1013) を実測水位 (cm) に加え

ることによって行った。

海域の水温・塩分は、沿岸の各県水産試験場が約 30 年間にわたって 1 ヶ月ごとに行っている沿岸定線調査の各層データを用いた (図-2)。測点位置を丸で示し、解析に用いた測点を黒丸で示す。豊後水道については、愛媛県水産試験場が行う豊後水道沿岸定線調査の南部の測点 (水深 100 m 以上) の値を用いた。紀伊水道では徳島県立農林水産総合技術センター水産研究所の海部沖合定線調査、熊野灘では三重県科学技術振興センター水産研究部の熊野灘沖合定線調査のデータを用いた。このどちらも陸棚の幅が狭く、急に深くなっている海域であり、解析に用いた測点は陸棚斜面に位置する陸岸に近い測点である。

水温・塩分の鉛直データから次式を用いて力学的高さ (D : dynamic height) を求め、これと水温・塩分が測られた日の補正水位を比較した。力学的高さ算定の基準となる水深 (Z_r) は 300 m, 500 m とし、補正水位との相関のよい水深を選んだ。豊後水道沖では水深 100 m までのデータしかないので、水深 100 m の値を 300 m まで外挿して用いた。また、紀伊水道では 200 m の値を 300 m まで外挿した。

$$P_0 = \rho_0 g Z_r, \quad \rho_0 = 1000 \text{ kgm}^{-3} \dots\dots\dots (1)$$

$$D = \int_0^{P_0} \rho^{-1} dP \dots\dots\dots (2)$$

ここで P は水圧であり、 g は重力加速度 (9.8 ms^{-2}) である。本報では D/g を計算水位と呼ぶ。

どの水温・塩分観測時においても基準水深 Z_r における水圧 P_0 が一定と仮定して計算水位を求めるので、基準水深から海面までの鉛直平均密度と計算水位の積は一定である。つまり、鉛直平均密度が低下すると計算水位は高くなる。一般に、陸棚海域では海水の密度は主に水温で決まり、塩分の寄与は小さい。このため、鉛直平均水温が上昇すると、それによる熱膨張分だけ計算水位は上昇することになる。

* 正会員 農博 京都大学教授 大学院農学研究科応用生物学専攻
** 京都大学大学院農学研究科応用生物学専攻
*** 愛媛県水産試験場

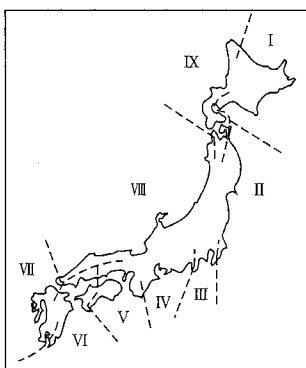


図-1 水位変動の共通する9つの海域（津村，1963）。

3. 結果

(1) 水位変動の特色

名古屋の日平均水位と、その30日移動平均を図-3(a)に示す。また図-3(b)は海面気圧、補正水位の30日移動平均である。日平均水位には1mに及ぶ振幅がある。30日移動平均水位には、冬(2月)に低く、夏(9月)に高くなる振幅30cmの季節変動がいずれの年にも顕著である。ただし、年周期変動の様相には年による違いがみられる。1995年のようにピークがふたつある年もあるし、2001年から2002年のように夏と冬の振幅が特に大きな年もある。また冬季の谷の値には数年スケールの変動がみられ、1996年と2002年は低く、その間には高くなっている。同様な変動が、夏のピークにもみられ、1999年と2001年の夏のピークは特に高い。気圧にも明瞭な季節変動があるが、そのパターンの年による違いは小さい。気圧補正水位の季節変動の振幅は、実測水位のそれよりは小さい(宇野木，1982)。しかしながら、夏・冬のピークの値が年によって異なることは実測水位と同様である。

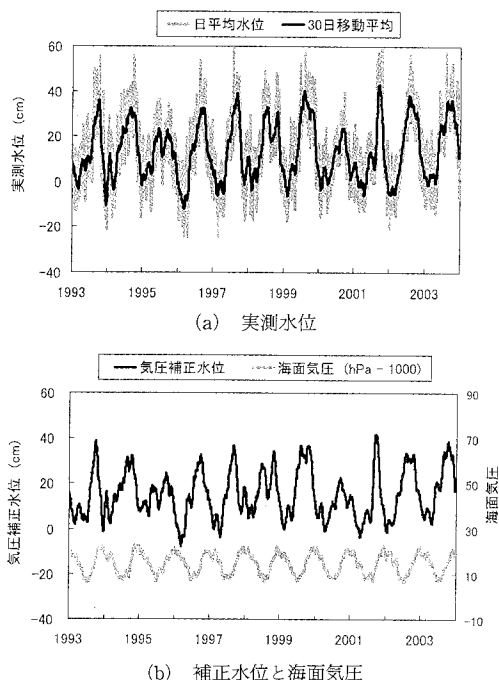


図-3 名古屋の実測水位、および気圧補正水位と海面気圧。

測点間の水位変動の違いを図-4に示す。この図は、細島(宮崎県)および久礼(高知県)と、宇和島(愛媛県)の間の水位差に30日間の移動平均をほどこしたものである。海域VI(図-1)に含まれる宇和島と、同じ海域に含まれる細島との水位差は5cmほどであるのに対し、海域Vに含まれる久礼との水位差は20cm近くなる。

(2) 水温変動

紀伊水道沖の各層の水温を図-5に示す。季節変動は表層で大きいのに対し、深くなるほど減少し、水深200mではほとんど見られなくなる。100mと200mでは似た変動を示し、季節変動とは異なった変動成分があること

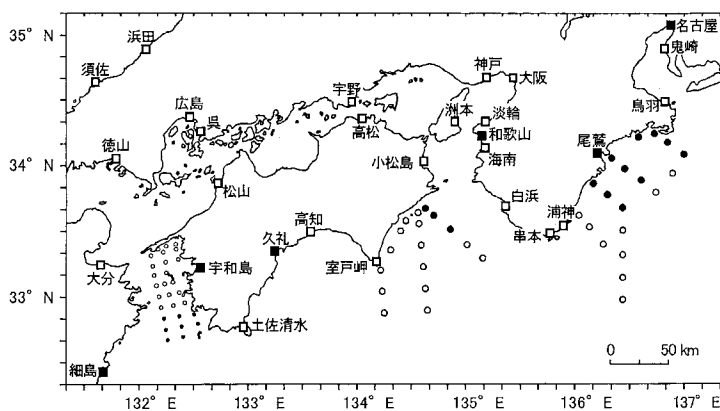


図-2 測点位置

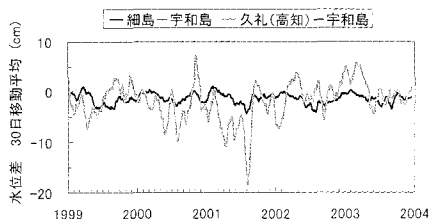


図-4 豊後水道南部周辺の水位差 (30 日移動平均)。

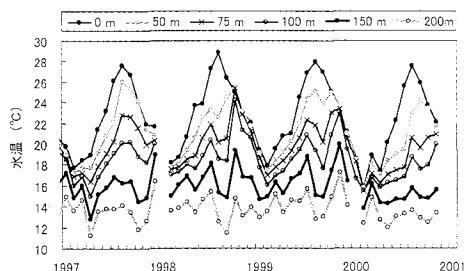


図-5 紀伊水道沖の水温

を示している。季節変動は毎年安定して繰り返しているが、2000 年夏は水深 50 m 以深が著しく低温となるなどの年ごとの違いもみられる。また、水深 75 m 以深の水温が 8 から 9 月に大きく急低下する現象 (水温第 2 極小) が起きる年もある (中村, 1977; 宇野木・海野, 1983)。

豊後水道沖と紀伊水道沖の、10 年平均した水温季節変動を図-6 に示す。両者はよく似ているものの、50 m から 100 m の水温は紀伊水道の方が高くなっている。

(3) 力学的高度と水位の比較

力学計算で求めた紀伊水道の水位 (計算水位) と気圧補正水位の時系列、両者の散布図を図-7 に示す。

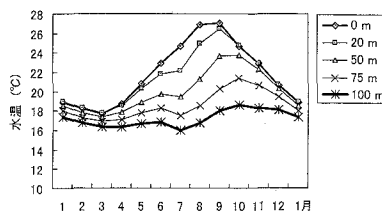
計算水位と補正水位の間の相関係数 R は 0.87 であり、回帰係数 a は 0.86 である。計算水位と補正水位はよく対応しており、2000 年の夏のピークの特異的な低さも再現されている。

このデータを、年周期成分と長周期成分に分けて観察する。図-8 は 10 年間平均した年周期成分である。計算水位と補正水位の間の相関係数は 0.95 と高く、回帰係数 ($a=1.06$) も 1 に近く、よい再現性を示している。

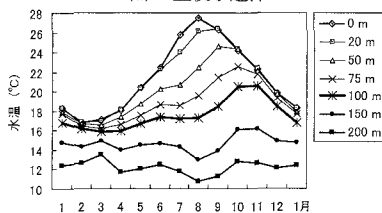
年平均した水位を図-9 に示す。計算水位と補正水位の間の相関係数は 0.77 であり、回帰係数は 0.74 である。1996 年・2000 年の低水位、1999 年の高水位が再現されており、よい相関を示している。しかし回帰係数は 1 よりもかなり小さい。

(4) 水温と水位の比較

上記では、水深 0~300 m の密度を用いて計算水位を求めた。これを簡略化して、水深 100 m の水温のみを用いても水位はかなりよく再現される (図-10, 11)。これ

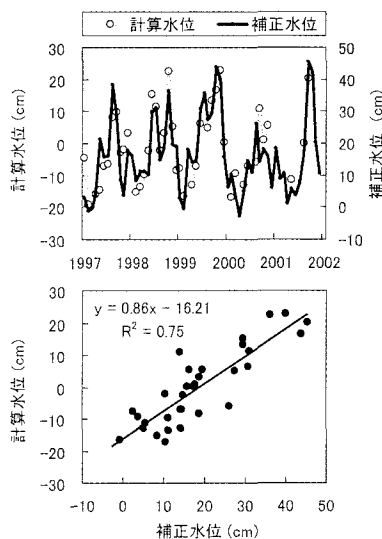


(a) 豊後水道沖



(b) 紀伊水道沖

図-6 豊後水道沖と紀伊水道沖の水温季節変動、1992-2001 年の平均

図-7 和歌山の補正水位と紀伊水道沖の計算水位、($R=0.87$, $a=0.86$)。

らの図は細島における年平均水位と 100 m 層の年平均水温の関係を示しており、両者の相関係数は 0.81 であった。

両者の関係式 (1981~2002 年) (図-11 中) を用いて、年平均水温の時系列データ (図-10 灰色線) から水温変動にともなう水位変動成分を計算した。これの長期トレンドは 0.104 cm/年の水位上昇であった。図-12 の黒線は実測水位であり、灰色は実測水位から水温変動にともなう水位変動成分を除いたものである。

細島の実測水位の長期トレンド $a=0.228$ cm/年は水温補正後 0.124 cm/年となった。宇和島では、実測水位の長期トレンド 0.190 cm/年は水温補正後 0.086 cm/年と

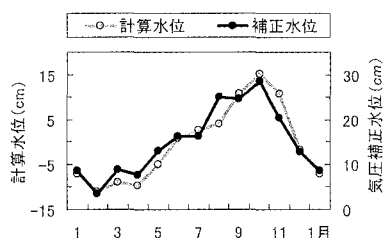


図-8 和歌山・紀伊水道の水位の季節変動成分 ($R=0.95$, $a=1.06$). 1992 年から 2001 年の平均

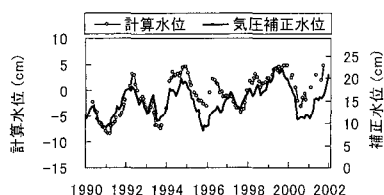


図-9 和歌山・紀伊水道の水位の長期変動成分 ($R=0.77$, $a=0.74$). 13 月平均.

なった。どちらの地点でも、水温補正後の水位上昇率は約半分になり、また水位の年ごとのばらつきも小さくなった。水温補正後のトレンドは地殻の昇降を反映していると考えられ、細島は、小さい値ながら、 0.124 cm/年 で下降していると推定される。

また、水温と水位の関係を用いて、良質なデータが長期間連続して測られている水位データから、過去の水温を推定することもできる。図-11 中に示した回帰式を用いて、細島の過去 100 年間の実測水位グラフに、豊後水道南部 100 m 深の水温目盛りをつけた (図-13 右軸)。1980 年以降の急激な水温上昇が目まぐるしく、1970 年を中心とするピークの上昇・下降はより急激である。豊後水道沿岸調査は 1965 年から行われており、1970 年を中心とするピークは海洋観測データによっても裏付けられる。1950 年ごろのピークも、今後データを探せば海洋観測から裏付けることができるかも知れない。

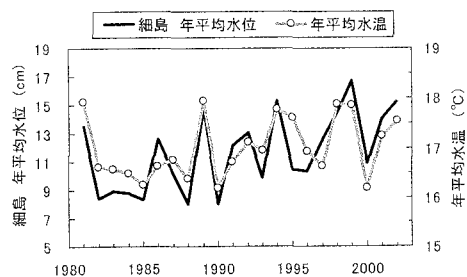


図-10 年平均実測水位 (細島) と年平均水温 (豊後水道南部, 水深: 100 m)

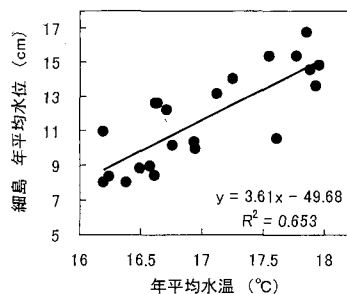
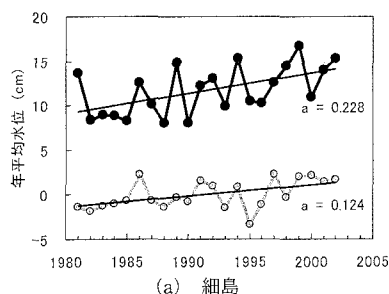
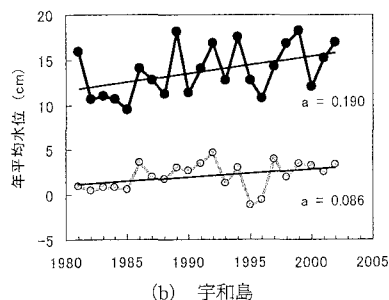


図-11 年平均実測水位 (細島) と年平均水温 (豊後水道南部, 水深: 100 m)



(a) 細島



(b) 宇和島

図-12 実測の年平均水位 (黒線) と水温補正した水位 (灰色線)

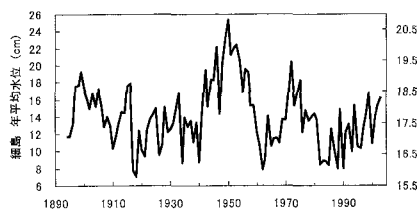


図-13 細島の 100 年間の年平均水位と、推定される 100 m 深の水温 ($^{\circ}\text{C}$; 右目盛り)

4. 考 察

本研究では、陸棚斜面の力学的変位 (計算水位) と気圧補正水位の比較を行った。その結果、水位変動は陸棚斜面の水柱の熱膨張が起こしていることが明らかになった。この陸棚斜面の水位が図-1 に示す領域内に共通し

た水位変動を起こしている。

西部瀬戸内海の水位は豊後水道沖合の水温で説明され、東部瀬戸内海は紀伊水道沖合の水温で説明される。これは、瀬戸内海内部の水深が陸棚海域よりもはるかに小さく、瀬戸内海内部での場所的な水位偏差が小さいことによる。西部瀬戸内海と東部瀬戸内海の水位は、備讃瀬戸を境界として接する(図-1)。これは、東西に水位差があるとき、最も断面積が狭い備讃瀬戸から来島海峡間に水位段差ができるためである(藤原, 1986)。紀伊水道沖と豊後水道沖の水温の違いは、両者の水位差を生み、瀬戸内海に通過流を起こすであろう。

水位変動の海域区分図(図-1)では海域VIとVの境界線は土佐清水の東を通っている。著者らは、日平均水位の解析により、この境界は足摺岬にあり、土佐清水は境界線上にあると考えている。また室戸岬にも弱い境界線があると考えている。

従来の研究では、水位と表面水温あるいは黒潮流路との関係が取り扱われてきた。本報では、深いところの水温と水位の対応がよいことを示した。水柱の平均水温は力学的高度に対応し、地衡流平衡状態であれば、これが水位に対応するであろう。“空間的”な水位勾配を力学的高度の勾配で求めることは古くから行なわれ、力学計算と呼ばれてきた。本報では、基準水深の高さとそこにおける水圧は時間的に不変とし、“時間的”な水位変動を求めた。古くから知られている黒潮流路と、串本-浦神間の水位差も、両海域の温度差が対応していることが示されている(Sekine・Fujita, 1999)。

つまり、

水温-力学的高度-水位

流れ-地衡流-水位の水平勾配

という関係であり、水位と流れが直接結びつくのではなく、黒潮流路変動によって水温が変わり、水位が変動するというシナリオである。

本研究では、豊後水道・紀伊水道・熊野灘において計算水位の時系列を求め、得られた計算水位と補正水位をそのまま比較した場合(直接比較)と、季節変動成分を比較した場合の相関係数・回帰係数を求めた(表-1)。

いずれの海域においても、季節変動成分の相関係数も回帰係数も1に近く、計算水位は補正水位と極めてよく一致している。直接比較では、相関係数はこれより若干小さくなり、回帰係数も1より小さくなる。回帰係数が小さいことは、使用した基準水深がやや浅すぎることを意味しているのであろう。季節変動の信号は基準水深よりも浅いところに含まれており、これは完全に捕らえられ

表-1 計算水位と補正水位の相関係数と回帰係数

	基準水深	直接比較 相関係数	回帰係数	季節変動 相関係数	回帰係数
豊後水道	(300)m	0.83	0.91	0.95	1.20
紀伊水道	(300)m	0.87	0.86	0.95	1.06
熊野灘	300 m	0.87	0.70	0.98	1.09
	500 m	0.86	0.75	0.97	1.01

ているのに対し、水深100 mにみられる変動はさらに深いところまで及んでいると考えられる。

本報では、毎月行われており観測回数が多いことを優先して、各県の沿岸定線調査データを用いたので、深いところまでのデータを用いることができなかった。しかしながら、水深100 mの水温と水位との相関(図-11; $R=0.81$)も高いので、この層の水温がより深いところの水温とかなりよく連動して変動していると考えられる。

参考文献

- 岩崎伸一・松浦知徳・渡辺 勲 (2002): 地殻変動を除去した長期海面水位変動と海面水温の関係-本州沿岸域-, 海の研究, 第11巻, pp. 529-542.
- 宇野木早苗(1982): 内湾における平均海面とその傾きの年変化, 理化学研究所報告, 第58巻, pp. 28-40.
- 宇野木早苗・海野 裕 (1983): 東海・関東沿岸域における暖候期の低温化現象, 水産海洋研究会報, 第44号, pp. 17-28.
- 加藤照之・津村建四郎 (1979): 潮位記録から推定される日本の鉛直地殻変動(1951-1978), 地震研究所彙報, 第32巻, pp. 529-542.
- 金子郁雄・岡田良平・今井陽一 (2003): 沖縄, 九州沿岸の潮位長期変動と近年の高潮位について, 海と空, 第79巻, pp. 9-19.
- 久野正博・藤田弘一 (2003): 熊野灘および伊勢湾における潮位変動と海況変動, 海と空, 第79巻, pp. 31-37.
- 小西達男 (2000): 日本沿岸水位の長期年変動と関連する現象について, 測候時報, 66, 特別号, pp. S153-S160.
- 小西達男・櫻井敬三・内藤俊太 (2004): 日本沿岸の長期海面水位変動について, 測候時報海洋気象特集, 第71巻, pp. S173-S195.
- 津村建四郎 (1963): 日本沿岸の平均海面及びその変動の研究 (I)-潮位変化の地域分布-, 測地学会誌第9巻, pp. 49-90.
- 中村保昭 (1977): 駿河湾ならびに隣接海域の海況変動, 水産海洋研究会報, 第30号, pp. 8-38.
- 藤原建紀 (1986): 瀬戸内海における物質の輸送と収支, 学位論文(東京大学), 124 pp.
- Miller, L. and B. C. Douglas (2004): Mass and volume contributions to twentieth-century global sea level rise, Nature, Vol. 428, pp. 406-409.
- Sekine, Y. and K. Fujita (1999): Why does the sea level difference between Kushimoto and Uragami show periods of large meander and non-large meander paths of the Kuroshio south of Japan?, J. Oceanogr., Vol. 55, pp. 43-51.