

紀伊水道東部湯浅湾の水位変動について*

中村重久**

On the sea level variations in Yuasa Bay at the eastern Kii-Channel*

Shigehisa NAKAMURA**

Abstract: Sea level variations in Yuasa Bay is studied on the basis of the observed results and a numerical experiment. First, a numerical model is introduced for the numerical experiment for detecting resonant modes in the bay at incident sea level variations. The numerical model is partly consistent to the observed results of the sea level variations at Hiro and Karao in the bay. Spectra of the observed sea level variations are helpful to discuss the problems. Some additional notice is given about the local condition in relation to the study.

1. 緒言

紀伊水道は、大阪湾と太平洋とを結ぶ位置にあり、近畿圏の台風高潮や地震津波の検討にあたって重要なことは、一般にも理解されているはずである。ところで、この紀伊水道東部にある湯浅湾については、これまでに、上述の視点に立脚した科学的検討はみあたらない。本報では、湯浅湾の水位変動の特性を、数値実験と現地観測とによって検討し、1990年代に入って顕著となってきた沿岸域高度利用に先立って必要な知見を得ることに努めた。観測の結果は、スペクトル解析などによって、検討を加えることとし、また、地域的諸条件との関連についても簡単に記す。

2. 湯浅湾と数値実験

湯浅湾は、外洋に湾口を広く開口した湾の典型的な一例である (Fig. 1)。地理的には、紀伊水道から北西太平洋につながっていて、紀伊半島の田辺湾および由良港とよく似ている (NAKAMURA, 1987; 中村, 1992)。海岸線の形状からみるとV字型湾とみることもできる。湾奥には、広の集落があり、湾の南部には唐尾漁港・苺藻島・鷹島・黒島がある。海上保安庁水路部発行の海図を

みてもわかるように、湾内の海底地形は複雑である。海岸線の平面的形状から、湾の南北の岬、宮崎の鼻と白埼とを結ぶ線を湾口とすると、一見、問題は簡単のようにみえる。しかし、実際には、以下に示すように、多くの要素を考慮しなくてはならない。湾の北側の岬、宮崎の鼻の東方には矢櫃(やびつ)という集落がある。

数値実験にあたっては、便宜上、Fig. 1に示すように、0.5kmの格子網を考えた。この図中には、水深20m・50m・70mの等深線も示した。

このFig. 1の西端の開境界で、正弦波的水位変動が与えられると、それに応じて、湾内には水位変動が誘起される。たとえば、湾奥の広に近い格子点Hでは、開境界で与えられた入力関数としての水位変動の周期の値によって、水位変動のパターンが異なる。この点Hでの水位変動の時間的変化をFig. 2に示した。このとき、沖合では振幅A=10cmの正弦波が与えられたものとした。数値実験での最大振幅と振幅Aの比RをFig. 3に示した。このRを振幅の増幅率とみることにすれば、広の水位変動特性は、数値的に知ることができることになる。

ところで、湯浅湾内は平面的にひろがりがあるが、湾内でも、場所によっては、水位変動のパターンは一様ではない。たとえば、入力関数としての水位変動の周期をT=18minとしたときの、湾内水位分布は、Fig. 4のように時々刻々と複雑な変化を示す。このとき、広(H)および唐尾(K)の水位Zの時間的変化はFig. 5に示されるようになる。参考までに、HとKとの中間点T'での水位変動Zが小さく、流速の北向成分 $U_N(T')$ が顕著

* 1993年6月1日受理 Received June 1, 1993

** 京都大学防災研究所附属白浜海象観測所
〒649-22 和歌山県西牟婁郡白浜町堅田畑崎
Shirahama Oceanographic Observatory, Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, Katada-Hatasaki, Shirahama, Wakayama, 649-22 Japan

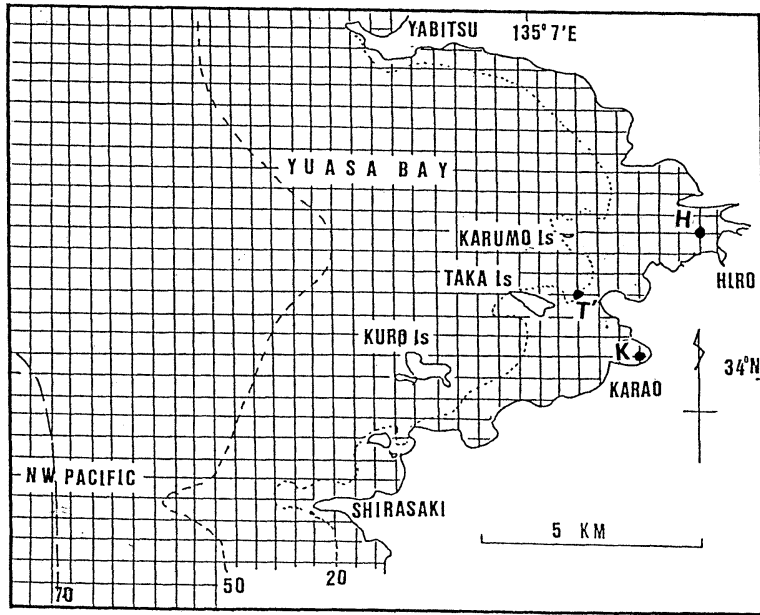


Fig. 1. Bathymetry and geography of Yuasa Bay covered by a mesh for a numerical experiment.

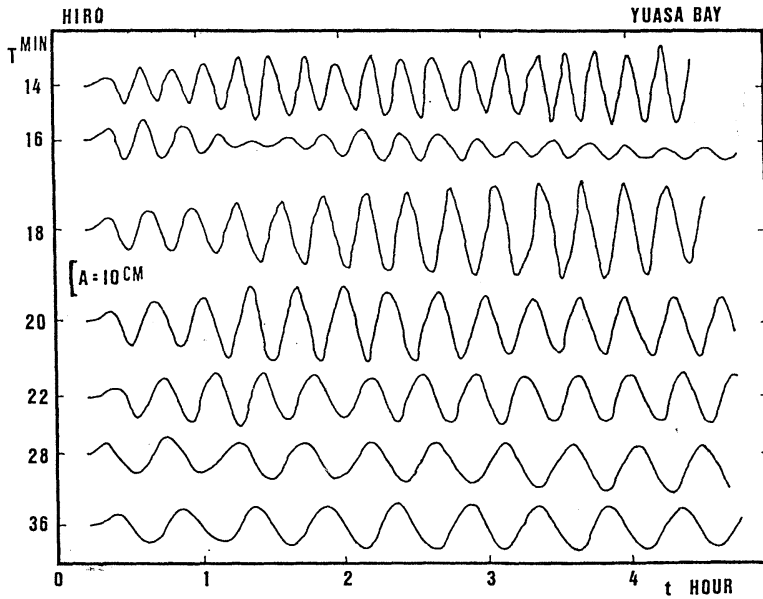


Fig. 2. Time evolution of the sea level variations at Hiro in a numerical experiment, with a parameter of period T of incident wave offshore.

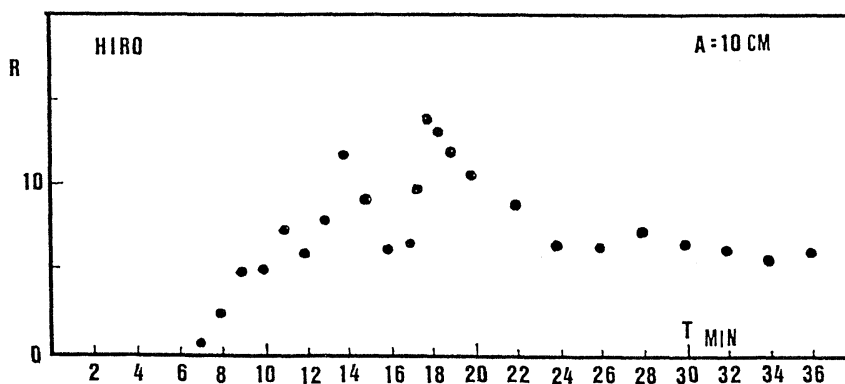


Fig. 3. An response function of the sea level variations at Hiro shown as amplifying rate R and period T of incident wave in a numerical experiment.

なことも図中に示した。流速の東向成分 $U_E(T')$ は顕著ではない。このような条件下では、湾内の流速分布は Fig. 6 のようになる。

力学的に考えれば、沖合の入力関数 F と湾内の着目する点の応答関数 R に対して、

$$Z(x, y; t) = \int_{\tau} F(x, y; t) R(x, y; t - \tau) d\tau \quad (1)$$

で表わされる Z が実際に観測されるにちがいない。

湯浅湾では、Fig. 1 の西端開境界で、

$$F(t) = A \sin\left(\frac{2\pi}{T}t\right)$$

と考えた。この場合、Fig. 1 の枠外の領域の水位変動やその他の要因は考えていない。実際の観測では、数値実験の結果と異なった変動も認められることは十分予想できる。

3. 潮位観測

湯浅湾では、はじめて、1992年12月15日から1993年1月14日までの期間、潮位観測をした。広と唐尾漁港とで、圧力式潮位計（中村，1992）を用いた。その観測結果の一部を Fig. 7 に示した。これを見ると、2点H（広）とK（唐尾漁港）とで位相が逆の水位変動成分が卓越していることがわかる。このようなことが記録にあらわれる可能性があることは、数値実験例（Fig. 4 および Fig. 5）によっても納得できる。

いま、この2点での1min間隔の水位読取データを、1993年1月11日の6時（JST）から256ヶとって、高速フーリエ変換法によってスペクトル解析をした。得られた振幅スペクトルは Fig. 8 のようになる。この場合、周期16min に最大のピークがあらわれ、次に32min の

ピークが認められる。

4. 考察

観測結果をみると、広と唐尾漁港との振幅スペクトルのパターンは Fig. 8 のようによく似ている。これを数値実験の結果と対比してみると、湾内でも、この2点を腹とする第2次モードが、数値実験でも、現地観測でも認められると言える。ただし、観測例では、水位変動 Z が対象である。沖合の入力関数 F がわかっているわけではない。一般的に、ある周期 T をもった水位変動としての F の値が小さくても、式（1）の応答関数 R の値が十分に大きければ、水位変動 Z の大きさも小さくはない。また、その逆も考えることはできる。

いま、もし、湯浅湾の湾水振動を自由振動と考え、たとえば、メリアンの式が適用できるものとしよう。海岸線の形状から、湾の奥行を $L=8\text{km}$ 、平均水深を $h=20\text{m}$ ととる、また g は重力の加速度。このとき、湾水振動の基本振動モードの周期 T について、

$$T = 4L / (gh)^{1/2} \quad (2)$$

したがって、周期 T は 6.2min となり、数値実験やスペクトル解析の対象になっている周期帯をはずれてしまうことになる。

いまもし、数値実験で Fig. 1 の西端開境界を、さらに西方にずらし、計算領域を拡大しても、第1モードの節に相当する位置はほとんど変わらない。計算に用いる運動方程式に非線型項が含まれていても、この場合、含まない場合と同じとみてよい。その周期 T は、たとえば、Fig. 8 から 32min と推測される。一方、Fig. 2 では、 $T=28\text{min}$ と 36min とでの水位変動は、相互に逆位相

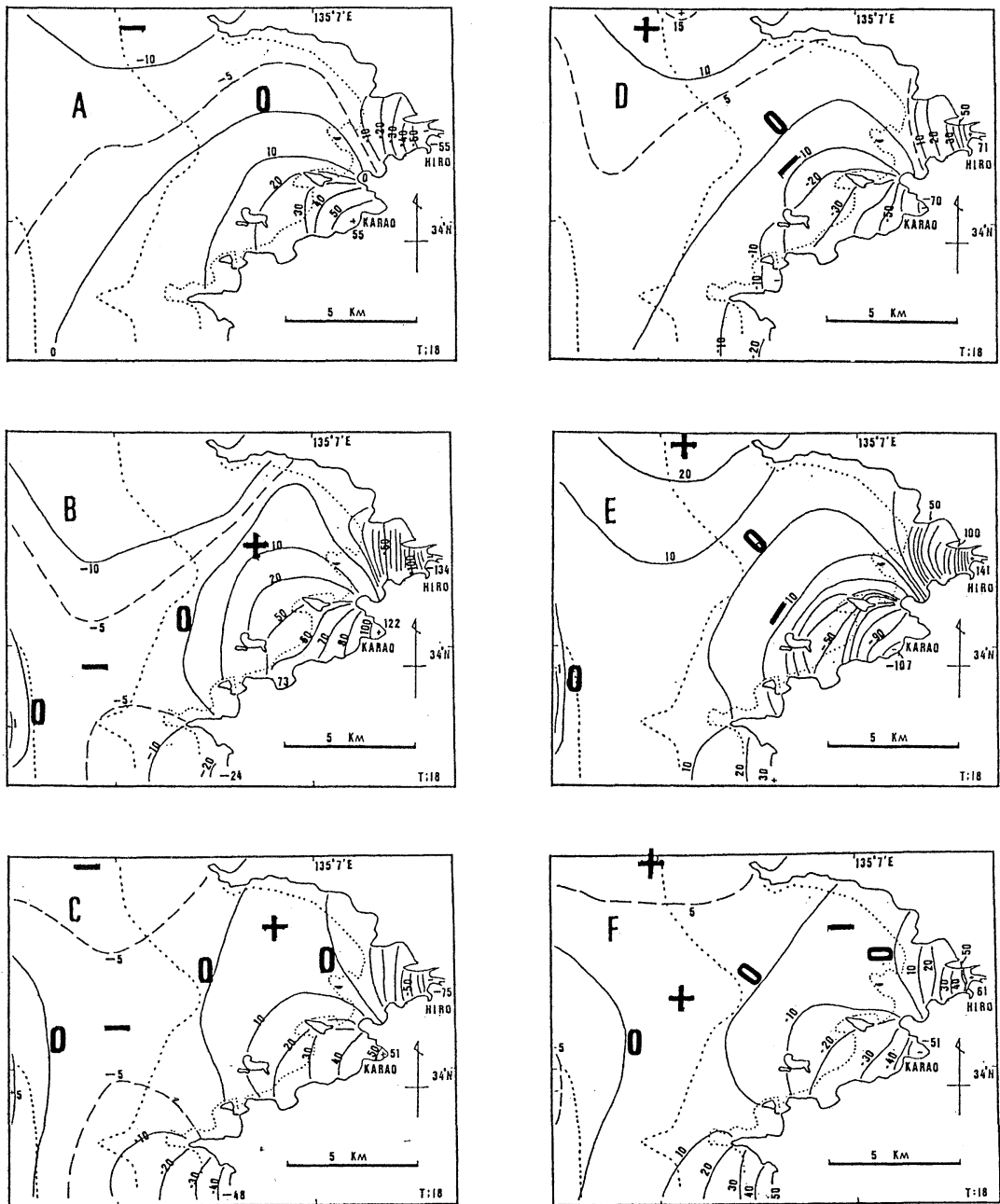


Fig. 4. Serial patterns of the sea level in Yuasa Bay obtained numerically.

A : $t=211.9\text{min}$, B : $t=215.0\text{min}$, C : $t=218.1\text{min}$, D : $t=221.2\text{min}$,

E : $t=224.2\text{min}$ and, F : $t=227.3\text{min}$.

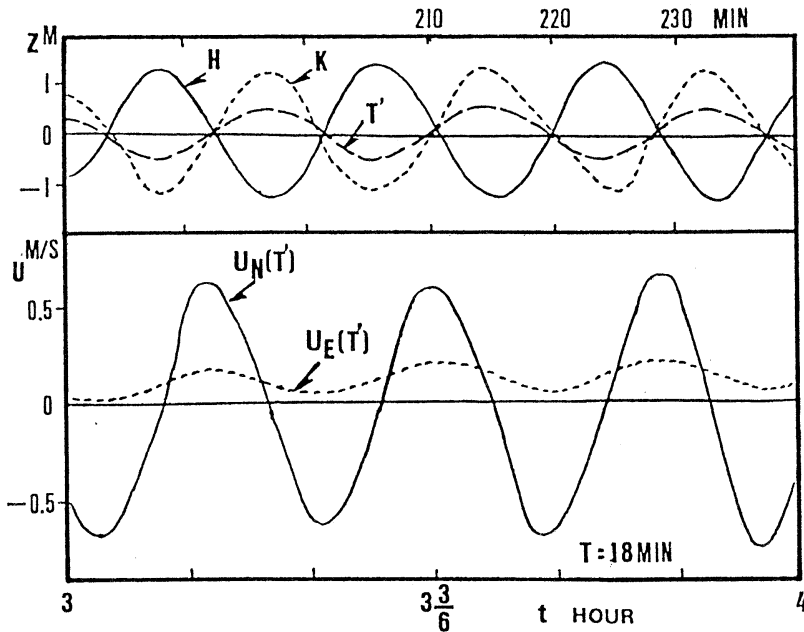


Fig. 5 The sea level variations and currents at the points H (Hiro), K (Karao) and T in the numerical experiment ($T=18\text{min}$). The locations of H, K and T' are shown in Fig.1.

のパターンをとっているの、周期 $T=32\text{min}$ あたりが、第1モードとみてよいだろう。ただし、通常の湾水自由振動として、古典的な考え方で対応できそうにみえる。ここで注意しなくてはならないのは、この第1モードの節の位置は、湾奥から湾軸沿いに10km以上西方沖合にあることである (cf. Fig. 4)。これは、さきに、メリアンの式で考えた周期や湾のスケールとは異ったものである。

つぎに、周期 $T=16\text{min}$ の第2モードは、観測結果 (Fig. 8) からみると主要成分であるが、海岸線形状 (Fig. 1) と2点HおよびKの位置関係をみると、複雑な地形条件が、第2モードを歪ませていると解釈される。数値実験の周期 $T=18\text{min}$ (Fig. 5) は、このこととよく対応しているし、湾内水位分布の時間的変化の特徴も、あるいは、Fig. 4によく似たものが実際の現象としてあるのかもしれない。

さて、ここで、Fig. 7のような観測記録が得られた期間の気象条件を考えるのは、水位変動の原因である外力をとらえる上で都合なことから考えられる。そこで、Fig. 9には、白浜海象観測所 ($135^{\circ}22.7' E, 33^{\circ}41.0' N$) での気圧Pと、白浜海洋観測塔 ($135^{\circ}20.9' E, 33^{\circ}41.6' N$) での風速Uおよび風向 U_D とを示した。この図では、Pは1993年1月11日04時15分頃に最低となっているが、

その前後での気圧の時間的変化率はおおよそ 1hPa/時 である。また、風速の最大は、Pが最低となった数分後に認められる (図中の矢印を参照)。ところで、Fig. 9のような条件下で、HおよびKでの水位変動が顕著になり、しかも、その2点での水位変動は相互に逆位相になるのは、Fig. 7にみられるように、1993年1月11日6時以降の約3時間である。そこで、11日6時以降の気象条件の変化をみると (Fig. 9)、風速Uの微弱な変化と風向 U_D のNWからN寄りへの変化とである。湯浅湾につながる紀伊水道は、東西方向に約50km程度であるから、東シナ海を数百キロメートル以上東進した低気圧が長崎湾のセイシュを励起したとする機構は考えにくい。ここで、Fig. 9のPの原記録は微気圧計で得られているが、その記録でも約20分より短い変動は認められない。したがって、11日6時頃の風速の急速な低下と風向の変化とが、Fig. 7のような記録があらわれる原因として考えられることになる。この直接的効果は、Fig. 7では、11日6時—8時であったのかもしれないが、6時に励起された後、減衰に向かう傾向があることを考えれば、風向・風速の変化が直接的に外力として作用したものとみるべきであろう。

ここで、気圧のみを考えて、 1hPa の気圧低下に対する湯浅湾奥の水位の応答を 30cm とみることは、必ず

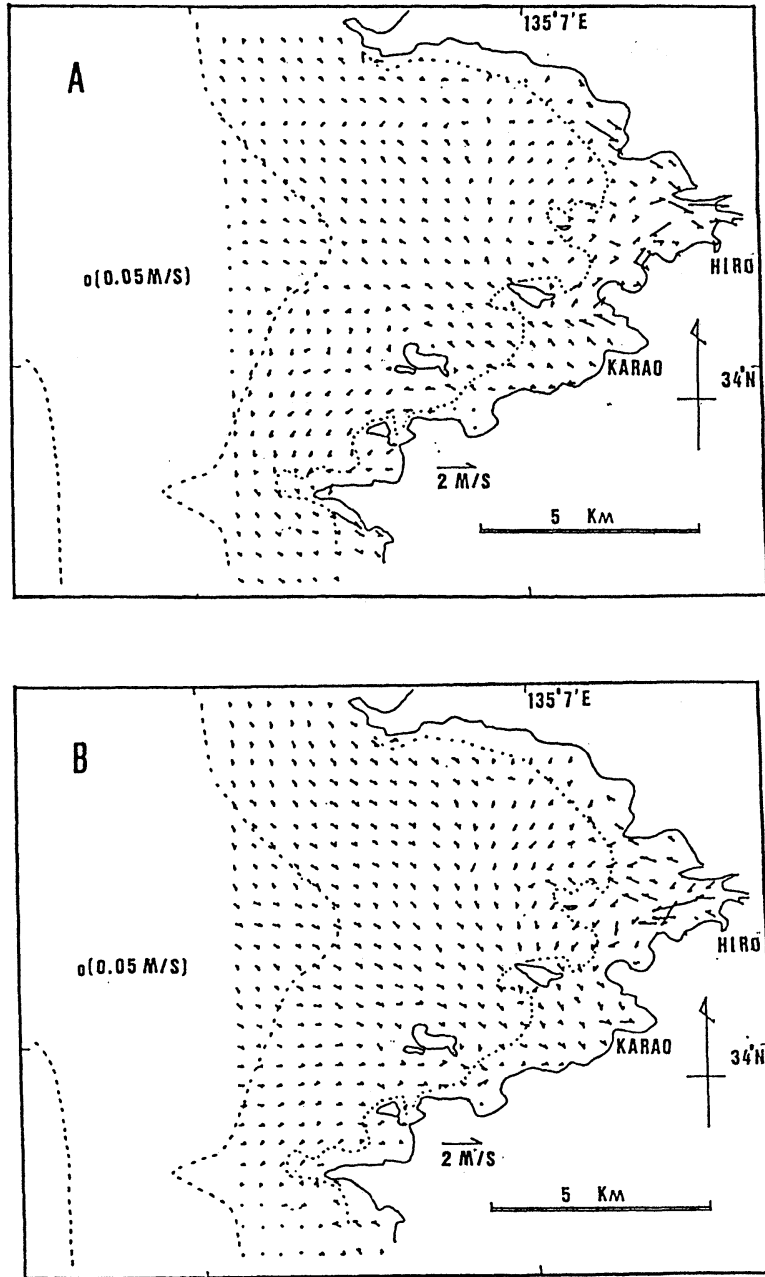


Fig. 6. Flow patterns in Yuasa Bay obtained numerically. A : $t = 211.2 \text{ min}$ and B : $t = 227.3 \text{ min}$ for $T = 18 \text{ min}$.

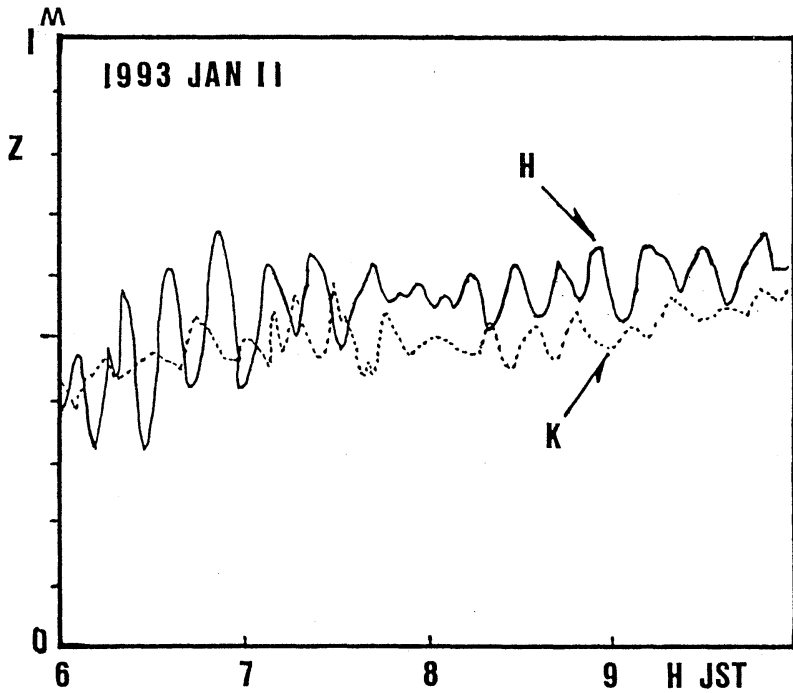


Fig. 7. A part of the observed sea level variations at Hiro and Karao on 11th January 1993.

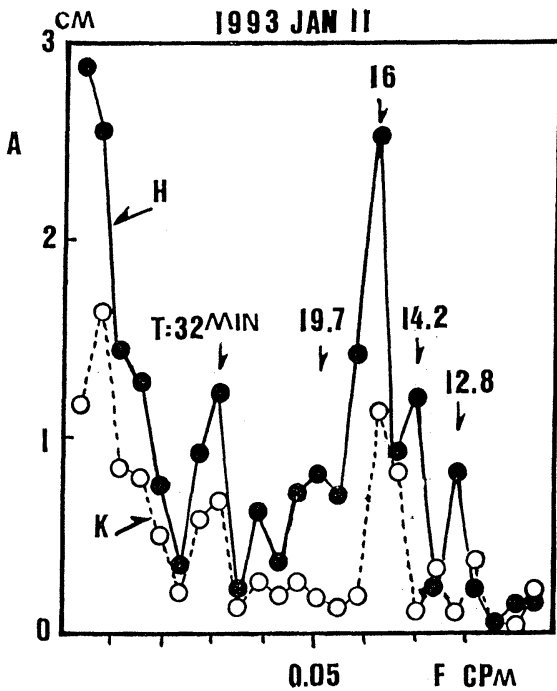


Fig. 8. Amplitude spectra of the sea level variations at Hiro (H) and Karao (K) for the data shown in Fig. 7.

しも正しいとは言えない。

なお、Fig. 7の点Hの水位変動が最大となったあと、風向の変化に伴い、風の湾内水への作用が微弱となったとき、水位変動は湾内の自由振動モードとなる。このようなモードが形成された時の湾内水位変動のエネルギーはどの程度になるだろうか。図示した例を参考にして、便宜的に、水位変化が最大0.3mであるとする。静振としては考えにくいから、土木工学でよく利用される手法によって、浅水重複長波として、湾内水単位面積当りの平均エネルギーEを推算してみる。

$$E = (\rho g a^2) / 4 \tag{3}$$

ここに、 ρ は海水の密度、 g は重力加速度、 a は振幅ここでは水位変動の $(1/2)^{1/2}$ 。そして、 $\rho = 1.03$, $g = 980$ cm/s², $a = 15$ とすると、 $E = 5.7 \times 10^4$ ergとなる。これだけのエネルギーを海上風から受け取るものとする、どの程度の気層の厚さを考え、その風域をどの程度に考えたらよいのであろうか。残念ながら、このようなことを論じたものに接していないので、ここでは、ある仮定の下での検討を試みる。まず、エネルギーの交換で効率は100%であるとする。海面まさは考えず、海上に接した厚さ d の気層では水平に一樣風があるものとする。

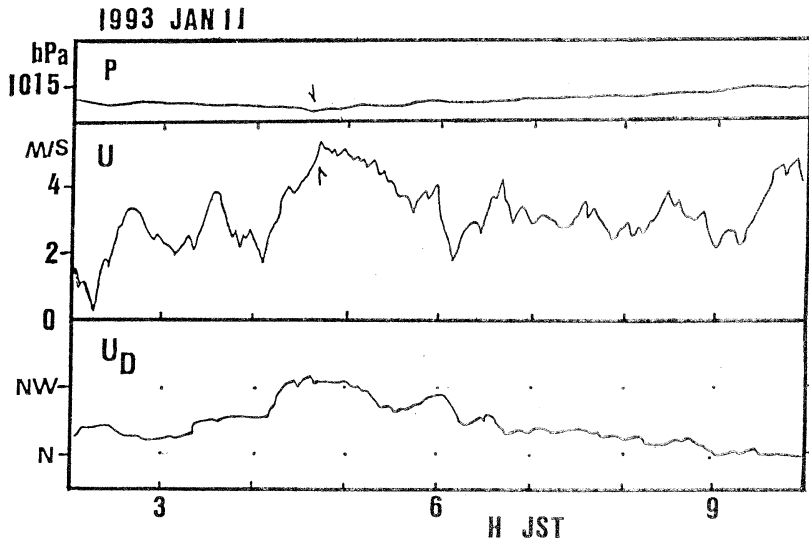


Fig. 9. Atmospheric pressure and winds observed at the Shirahama Oceanographic Observatory.

ここで、平均海上風を 5m/s, 海上の空気の密度を $\rho_a = 1.25 \times 10^{-3}$ とする。

単位体積あたりの風のエネルギー（空気の運動エネルギー）が

$$E_w = (\rho_a U^2) / 2 \quad (4)$$

で与えられるものとする、

$$E = E_w \cdot d \quad (5)$$

とみなすことができる。このとき、 E_w の値は 312.5erg となる。したがって、

$$d = 1.8m \quad (6)$$

が関心のある d の値となる。しかし、実際には、海面のまさつなどでのエネルギー逸散も無視できないし、気層内で一様な風があるわけでもない。さらに、平面的にみても、海上風は複雑な機構によって形成されているものとみられる。このことは、実際に、湯浅湾のようなところでは、 d の値は、式(6)に示した値よりもさらに大きいものと考えなくてはならないことを意味している。

5. 結 言

外洋に広く開口した湾の例として、紀伊水道東部の湯浅湾を考え、そこでの水位変動について、数値実験と現地観測とを実施し、その結果を検討した。

とくに、第2モードとして湾内にあらわれる水位変動

に着目し、その現象の発生機構を気圧・風向・風速と対比して考察した。

湯浅湾と紀伊水道のスケールからみて、湯浅湾内の水位変動励起には、気圧よりも風向と風速とが関与しているものとみられる。

湯浅湾内でも、広と唐津漁港とは、周期が16minの逆位相の水位変動がみられることは、此度の観測で明らかになったことである。

湯浅湾奥の広は、古くから、津波の問題でひろく知られてはいるが、これまで、本文のような科学的調査の例がなかった。21世紀を目前にして、沿岸の高度利用および適確な海岸防災対策のための一助にでもなれば幸である。

なお、本研究をすすめるにあたり、京都大学大型計算機センターを利用した。また、水位観測に際しては、和歌山県の広川町役場の関係諸官および唐尾漁業協同組合の関係各位に御協力をいただいた。ここに記して、感謝の意を表す。

参考文献

- (1) NAKAMURA, S. (1987): A response of wide-open bay in a numerical model, *Marine Geodesy*, **11**, 241-250
- (2) 中村重久 (1992): 紀伊水道東部由良港の水位変動について, *海と空*, **68**, 125-134
- (3) 土木学会 (1963): 水理公式集, 技報堂, 東京, 603p. (とくに, p. 463)
- (4) 中村重久 (1987): 和歌山の歴史津波, *月刊地球*, **9** (4), 220-224