

運輸省港湾技術研究所

# 港湾技術研究所 報告

---

---

REPORT OF  
THE PORT AND HARBOUR RESEARCH  
INSTITUTE  
MINISTRY OF TRANSPORT

---

VOL. 31      NO. 3      Sept. 1992

NAGASE, YOKOSUKA, JAPAN



# 港湾技術研究所報告 (REPORT OF P.H.R.I)

第31巻 第3号 (Vol.31, No.3) 1992年9月 (Sept.1992)

## 目次 (CONTENTS)

1. Planning and Technology for lock Canal upon History  
— From Medieval Canal to the Panama Canal —  
.....Masataka NAGANO..... 3  
(運河計画論史 —中世の運河からパナマ運河までの閘門式運河—  
.....長野正孝)
2. 我国沿岸の潮位と平均海面の変動の解析  
.....村上和男・山田邦明.....37  
(Analysis of tide gauge records and sea-level change around Japanese coast  
.....Kazuo MURAKAMI and Kuniaki YAMADA)
3. 円筒構造物のコンクリート打設直後の温度応力解析  
.....清宮 理・山田昌郎・長廻幹彦.....71  
(Thermal Stress Analysis for Cylindrical Concrete Structures  
.....Osamu KIYOMIYA and Masao YAMADA and Mikihiko NAGASAKO)
4. 水平管における空気混入軟泥の流動特性 (第二報)  
.....岡山義邦・鮎貝基和・鈴木 誠・福本裕哉.....97  
(Fluidity Characteristics of Muddy Slurry with Compressed Air in Horizontal Pipe  
(2nd report)  
.....Yoshikuni OKAYAMA, Motokazu AYUGAI, Makoto SUZUKI and Hiroya FUKUMOTO)
5. 杭打施工管理システムの開発  
.....石塚浩次・根本孝志・林田善久 .....127  
(Developent of Execution Control System for Pipe Driving  
.....Koji ISIZUKA, Takashi NEMOTO and Yoshihisa HAYASIDA)

## 2. 我国沿岸の潮位と平均海面の変動の解析

村上和男\*

山田邦明\*\*

### 要 旨

地球温暖化による海面上昇の予測および監視には、長期間の気象、海象、および人間活動等に関するデータが有力な手がかりとなる。

本研究では、我国沿岸の潮位、気圧、および海水の表層水温のデータを収集し、周辺海域の平均海面の長期的な変動傾向を求めた。また、平均海面の季節的な変動とその要因について解析した。

解析の結果、我国の1950年以降の平均海面の長期的変動の傾向は、平均的にみて、中部から東日本にかけての各地で1.5~1.8mm/年の海面上昇を示し、西日本の各地で1.0mm/年の海面下降の傾向を示した。また、月平均海面の変動は気圧と海水密度の季節変動に依存し、月平均表層水温1℃の上昇は、月平均海面の約1.1cmの上昇に相当した。なお、今回のデータからは、平均海面の長期的な変動傾向と、年平均気圧、年平均表層水温の長期的な変動などとの間に明確な相関はみとめられなかった。

また経験的固有関数を本データに適用すると、平均海面の変動特性は、第一モードとしての年平均海面の長期的なトレンドの変化率を表す特性値と、第二モードとしての16~18年周期の平均海面の上下運動を表す特性値とによって表された。

キーワード：地球環境問題、海面上昇、潮位、平均海面、データ解析

---

\*海洋水理部 海域環境研究室長

\*\*海洋水理部 海域環境研究室

## 2. Analysis of tide gauge records and sea-level change around Japanese coast

Kazuo MURAKAMI\*

Kuniaki YAMADA\*\*

### Synopsis

Sea-level rise due to global warming is apprehended by IPCC. The monitoring and the prediction of sea-level rise are obtained by the analyzing of tide gauge records. In the report, tidal level, atmospheric pressure, and sea-surface water temperature values are collected and analyzed in order to know the trend of sea-level change around Japan islands. The magnitude and the causes of the seasonal change of the sea-level are investigated.

According to the results, the trend of long-term sea-level change since 1950 at the observation stations in the central and eastern parts of Japan shows the sea-level rise of 1.5 to 1.8 mm/year, and the one in western part of Japan shows the sea-level falling of 1.0 mm/year. The seasonal change of monthly mean sea-level is mainly caused by the seasonal variations of atmospheric pressure and seawater temperature. The increase of the seasonal change of surface water temperature, 1°C, is compared to the 1.1cm increase of the monthly mean sea-level change.

However, from the data collected here, the change rates of the annual mean atmospheric pressure and the annual mean seawater temperature are so small that they do not have an influence on the trend of long-term sea-level change around Japanese coast.

The data analysis of the property of annual mean sea-level change is carried out by using the empirical eigenfunction. The first mode of the function shows the trend of the mean sea-level change, and the second mode shows the rise and fall fluctuation of 16 to 18 year periodic cycle.

**Key Words** : Global environment, sea-level rise, tide gauge records, data analysis

---

\*Chief of Environmental Hydraulics Laboratory, Marine Hydrodynamics Division

\*\*Member of Environmental Hydraulics Laboratory, Marine Hydrodynamics Division

## 目 次

要旨	37
1. はじめに	41
2. 平均海面を支配する諸要因	41
3. 潮位・気圧・海水温度データの収集	46
4. 潮位データの解析と平均海面の変動	47
4. 1 調和分解	47
4. 2 月平均海面の変動	50
4. 3 年平均海面の変動	55
5. 平均海面の変動と気象・海象条件	63
5. 1 月平均海面の変動と気象・海象条件	63
5. 2 年平均海面の変動と気象・海象条件	64
6. まとめ	68
参考文献	69

## 1. はじめに

近年、二酸化炭素等の温室効果ガス濃度の増加による地球温暖化の問題が議論され、世界的な関心事となっている。地球が温暖化された場合、海水温度の上昇による海水の膨張、氷河の溶解等によって海面が上昇することが予想されている。IPCC(気候変動に関する政府間パネル, Inter-governmental Panel on Climate Change)によると、経済活動と二酸化炭素の排出に関していくつかのシナリオが検討されており、現在の経済活動が継続した場合の二酸化炭素の排出に対して、2100年には31~110 cmの海面上昇が予想されている(IPCC, 1990)。

海面上昇の問題を議論する場合、過去の潮位データの解析が重要である。Barnett(1984)あるいはGornitz and Lebedeff(1987)は世界各地の長期間の潮位記録をもとに、将来の平均海面\*のトレンドを予測し、地球全体をみると平均海面は上昇していることを指摘している。このような潮位記録の解析から平均海面のトレンドを予測するためには、まず精度のよいデータが長期間にわたって蓄積されていることが必要である。

我国では海岸線に沿って多数の潮位観測点(検潮所)が配置されており、そこでは潮位観測が継続的に実施されている。これらの観測データを解析することにより、我国沿岸海域の平均海面の変動傾向が把握できる。海面上昇がもたらす実際的な問題の多くは、海面の平均水位と陸地の地盤高さとの相対的な位置関係に起因している。例えば、地下水の過剰の汲み上げによる地盤沈下は相対的には海面上昇として現れる。このように、陸地の地盤高さの変化は、沿岸域や低湿地帯の浸水域の拡大などを議論する際には重大な問題となる。しかし、本研究では、平均海面と地盤高さとの相対的な高さの関係ではなく、地球温暖化に伴う地球全体としての平均海面の変動量に着目する。それ故、検潮所の観測基準面からの高さで測られる潮位データより、陸地の地盤高さの変動の影響をいかに精度よく取り除いて絶対的な海面の高さを求めるかが重要なポイントとなる。

平均海面の変動は、地球の温暖化ばかりでなく、黒潮の流路の活動(Kawabe, 1987)、風の吹き寄せ等、さまざまな要因によっても起こりうる(Isozaki, 1972)。このため、海面の水位変動に影響を及ぼすと考えられる要因について分析する必要がある。

このような背景を踏まえて、ここでは、我国周辺の平

均水位の変動に着目し、平均海面を支配する諸要因についての整理、既往の潮位観測データに基づく平均海面の長期的な変動特性、全国各地の潮位変動の特性、ならびに月平均海面の変動特性について調べた。

## 2. 平均海面を支配する諸要因

### (1) 潮位

我国の沿岸に対しては、海上保安庁が刊行している日本沿岸潮汐調和定数表(1983)に全国690港の潮汐調和定数が収録されている。潮位観測のデータは、潮汐の予報に利用されるばかりでなく、海図の水深の測定、港湾工事の基準面の設定等にも用いられている。観測機関は、運輸省港湾局、海上保安庁、気象庁、国土地理院、各都道府県等多機関にわたっている。

潮の干満を起す要因としては、月や太陽の万有引力と天体運動の遠心力の合力から生じる天文潮と、気温や風等の影響を受けて生じる気象潮とがある。台風による高潮や地震による津波等の異常時を除けば、潮の干満は天文潮によるものが最も大きい。

天文潮は、地球の自転の影響を受けて半日および一日周期のものが卓越している。半日周潮の $M_2$ 、 $S_2$ 、および日周潮の $K_1$ 、 $O_1$ 分潮は潮汐の主要四分潮と呼ばれる。天文潮は、その成因が規則正しい天体運動であることから、海面の規則的な上下運動として現れる。

これに対して気象潮は、気圧や海水の密度の変化、あるいは風の接線応力に基づく海面の上下運動であるから、その運動は短期的には不規則なものが多い。しかし、気圧や気温の変化は地球の公転運動に基づいた季節変化の影響を強く受けるために、1年周期の比較的大きな気象潮が存在する。

潮位観測は図-1に示すような検潮井戸によって行われる。図-2に示すのが、潮位観測における観測基準面と他の基準面との関係である。潮位は観測基準面からの高さで測定される。観測基準面は、一般に潮位記録が負の値にならないように設定される。

平均海面は、潮位から天文潮の成分を取り除いたものとして定義される。平均海面の水位を上下させる要因として、前述の通り、気圧変化、風による吹き寄せ、海水密度の変化、黒潮の蛇行等が考えられる。また、地盤の沈下・隆起も観測基準面の高さが変化することから、平均海面に影響を及ぼす要因となる。

\* 平均海面とは潮位から天文潮の影響を取り除いた海面の水位をいう。なお、海面の水位の年平均値を年平均海面、月平均値を月平均海面と定義する。

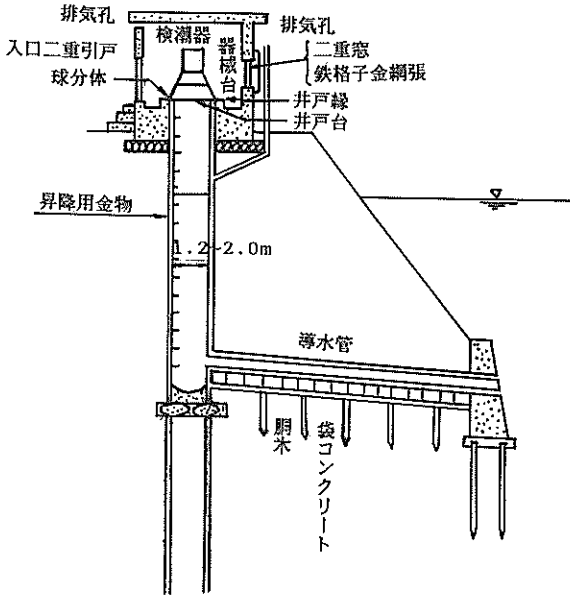


図-1 検潮井戸の構造

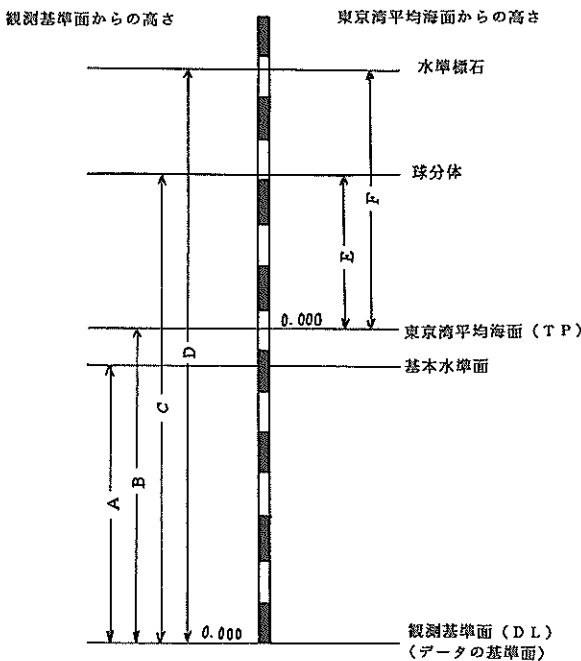


図-2 観測基準面とTP(東京湾平均海面), 球分体との関係

(2) 気圧

海面は気圧が高ければ押し下げられ、気圧が低ければ吸い上げられる。したがって、このような気圧変化の影響を受けない平均海面を潮位データより抽出するため、

次式によって気圧補正を行った。

$$\zeta'(t) = \zeta(t) + 0.992(p - p_0) \quad (1)$$

ここで、

- $\zeta'$  : 気圧補正後の水位 (cm),
- $\zeta$  : 気圧補正前の水位 (cm),
- $p$  : 気圧 (mb),
- $p_0$  : 標準気圧 (1013mb)

である。式(1)に示されるように、1 mbの気圧降下は約1 cmの海面水位の上昇に相当する。

(3) 海水密度

海水密度は、海水の温度と塩分の変数である。いま、海水密度を  $\rho = 1.0 + \sigma_t/1000$  とおいた場合、この  $\sigma_t$  は次式で表される。

$$\sigma_t = -\frac{(t-3.98)^2}{503.570} \cdot \frac{(t+283)}{(t+67.26)} + (\sigma_0 + 0.1324) \{1 - A_t + B_t(\sigma_0 - 0.1324)\} \quad (2)$$

ここに、

$$\sigma_0 = -0.069 + 1.4708Cl - 0.001570Cl^2 + 0.0000398Cl^3$$

$$A_t = t(4.7867 - 0.098185t + 0.0010843t^2) \times 10^{-3}$$

$$B_t = t(18.030 - 0.8164t + 0.01667t^2) \times 10^{-6}$$

である。またここに、

- $Cl$  : 海水の塩素量 (%),
- $t$  : 水温 (°C),
- $\sigma_0$  : 温度 0°C の時の密度 (g/cm³),
- $A_t, B_t$  : 係数

である。

したがって、海水温度の上昇は一般的には海水密度の減少の原因となる。この密度分布より生じる圧力勾配と水面勾配とが釣り合って、海面水位の差は次式のように与えられる (Unoki, 1983)。

$$\zeta_0 = \frac{1}{g} \int_0^{p_0} \frac{dp}{\rho} \quad (3)$$

ここに、

- $\zeta_0$  : 密度勾配より生じる水位差 (cm),
- $\rho$  : 海水の密度 (g/cm³),
- $g$  : 重力加速度 (cm/s²),
- $p$  : 圧力 (g/cm/s²),

$P_d$  : 基準面の圧力 ( $g/cm^2$ )

である。なお、基準面の圧力 ( $P_d$ ) は、海洋において圧力が一定となる深さでの値を意味し、その圧力となる深さを力学的深度と呼ぶ。

(4) 地盤高さ

次に陸地の地盤高さについて考察する。陸地の地盤高さは、地震による隆起や沈下、地下水の汲み上げによる沈下等により変化している。地盤高さの変動は、潮汐の観測基準面からの高さで整理されている潮位データあるいは平均海面の高さに影響を及ぼす。図-3に示すのは、油壺の年平均潮位の経時変化である(海岸昇降検知センター, 1986)。1923年に約1.5mの平均海面の低下が生じている。これは、1923年の関東大震災による三浦半島の地盤の隆起に起因している。また図-4は、大阪の地盤沈下による平均海面の上昇の例を示したものである。このような地盤高さの変化は相対的には海面上昇あるいは降下となって現れるもので、重要な問題ではあるが、ここでは地球の温暖化のみに起因する海面上昇を考えているた

め、このような影響は除去して、平均海面の絶対水位の変動を取り出す必要がある。したがって、潮位データより平均海面を求める場合には、これらの測定値の基準高さ、すなわち観測基準面とTP(東京湾平均海面)あるいは国土地理院の基本水準面との関係を求めて補正する必要がある。

(5) 海流

黒潮等の海流が平均海面に与える影響は無視できない。大部分の海流は地衡流になっており、例えば黒潮の南側の海面の水位は北側の海面よりコリオリの力によって約1m高いと言われている。したがって、黒潮のような海流がその流路を変えると、沿岸域の平均海面はその影響を受けて変化することが考えられる。黒潮の流路と周辺海域の海面変動に関しては庄司(1954)ほか多くの研究例がある。Otsuka(1985)は伊豆七島の三宅島と大島の水位差を利用して黒潮の流路を分類している。さらに、永田(1981)は海面変動の特性から黒潮の蛇行、冷水塊の生成等の判断資料として潮位データを用いている。

油壺 (国土地理院)

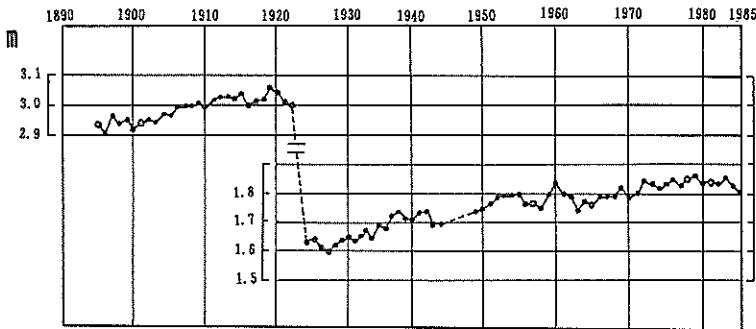


図-3 油壺の年平均潮位の変化(海面昇降検地センター)

大阪 (気象庁)

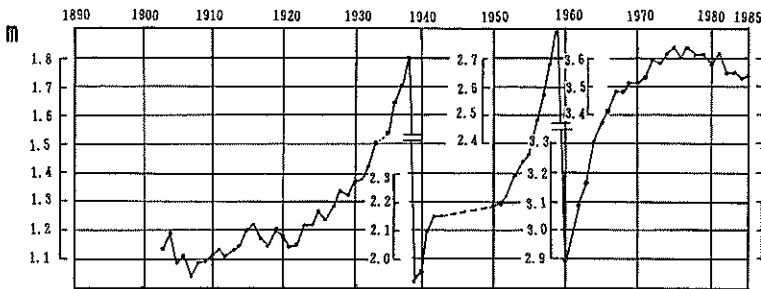


図-4 大阪の年平均潮位の変化(海面昇降検地センター)



我国沿岸の潮位と平均海面の変動の解析

表-1 収集した潮位データの観測地点、観測期間およびデータ提供機関（番号は図-5 参照）

番号	測定点	データ提供機関	データ種類	観測期間	欠測	補正
1	絞別	北海道開発局	2時間毎	1968～1989		無
2	網走	〃	〃	1977～1989		無
3	釧路	〃	〃	1971～1989		無
4	十勝	〃	〃	1969～1989		無
5	苫小牧	〃	〃	1969～1989		無
6	室蘭	〃	〃	1968～1989		無
7	函館	〃	〃	1972～1981		無
8	松前	〃	〃	1968～1990		無
9	岩内	〃	〃	1968～1982		無
10	石狩	〃	〃	1968～1989		無
11	留萌	〃	〃	1968～1988		無
13	能代	第一港湾建設局	月平均潮位	1975～1988		有
14	秋田	〃	〃	1970～1988		有
15	酒田	〃	〃	1970～1988		有
16	岩船	〃	〃	1970～1988		有
17	新潟東	〃	〃	1970～1988		有
18	新潟西	〃	〃	1970～1988		有
19	両津	〃	〃	1975～1988		無
20	寺泊	〃	〃	1975～1988		無
21	柏崎	〃	〃	1973～1988		有
22	直津江	〃	〃	1970～1988		有
23	姫川	〃	〃	1973～1988		無
24	新湊	〃	〃	1970～1988		有
25	伏木	〃	〃	1970～1988		有
26	七尾	〃	〃	1970～1988		有
27	宇出津	〃	〃	1977～1988		有
28	金沢	〃	〃	1970～1988		無
29	福井	〃	〃	1976～1988		有
30	敦賀	〃	〃	1972～1988		有
31	青森	第二港湾建設局	月平均潮位	1960～1990		有
33	釜石	〃	〃	1978～1989		無
34	塩釜	〃	〃	1970～1989		無
35	相馬	〃	〃	1979～1988		無
36	小名浜	〃	〃	1977～1989		無
37	鹿島	〃	〃	1969～1990		無
39	横浜	〃	〃	1961～1989		無
41	内浦	神戸海洋気象台	月平均潮位	1953～1990		有
42	清水	〃	〃	1952～1990		有
43	御前崎	〃	〃	1958～1990		有
44	舞坂	〃	〃	1951～1990		有
45	三河	〃	〃	1971～1989		無
46	名古屋	〃	〃	1951～1990		有
47	四日市	〃	〃	1955～1989		有
48	鳥羽	〃	〃	1951～1990		有

村上和男・山田邦明

番号	測定点	データ提供機関	データ種類	観測期間	欠測	補正
4 9	尾鷲	〃	〃	1953～1990	1959～1971	有
5 0	浦神	〃	〃	1951～1990		有
5 1	潮岬	〃	〃	1925～1990	1943～1950	有
5 2	白浜	〃	〃	1967～1990		有
5 3	和歌山	〃	〃	1951～1990		有
5 4	淡輪	〃	〃	1935～1990	1944～1951	有
5 5	大阪	〃	〃	1950～1990		有
5 6	神戸	〃	〃	1926～1990	1945～1946	有
5 7	洲本	〃	〃	1948～1990		有
5 8	宇野	〃	〃	1951～1990		有
5 9	防府	〃	〃	1966～1990		無
6 0	高松	〃	〃	1949～1990		有
6 1	小松島	〃	〃	1951～1990		有
6 2	室戸岬	〃	〃	1968～1990		無
6 3	高知	〃	〃	1951～1990	1979～1982	有
6 4	土佐清水	〃	〃	1951～1990		有
6 5	宇和島	〃	〃	1949～1990		有
6 6	松山	〃	〃	1951～1990		有
6 7	宇部	第四港湾建設局	月平均潮位	1975～1989		無
6 8	小野田	〃	〃	1987～1989		無
6 9	南風泊	〃	〃	1910～1990	1941～1968	無
7 0	青浜	〃	〃	1910～1990	1943～1968	無
7 1	荻田	〃	〃	1961～1990		無
7 2	別府	〃	〃	1985～1989		無
7 3	宮崎	〃	〃	1974～1990		無
7 4	八代	〃	〃	1979～1990		無
7 5	熊本	〃	〃	1975～1986		無
7 6	長崎	〃	〃	1977～1990		無
7 7	郷ノ浦	〃	〃	1981～1990		無
7 8	唐津	〃	〃	1967～1989		無
3 2	宮古	海上保安庁	1時間毎	1962～1988		無
3 8	東京	〃	〃	1961～1988		無
4 6	名古屋	〃	〃	1961～1988		無
5 6	神戸	〃	〃	1965～1988		無
6 3	高知	〃	〃	1968～1988		無
8 4	那覇	〃	〃	1966～1988		無
8 1	西郷	〃	〃	1961～1988		無
1 2	深浦	〃	〃	1972～1988		無
4 0	八丈島	〃	〃	1965～1989		無
7 0	博多	〃	〃	1965～1989		無
8 2	境	気象庁	月平均潮位	1973～1990		無
8 1	西郷	〃	〃	1973～1990		無
8 0	浜田	〃	〃	1973～1990		無
8 3	舞鶴	〃	〃	1973～1990		無

(6) その他

その他海面の水位を変化させるものとして、風による吹き寄せの影響が考えられる。風による接線応力は、風下の水位を上昇させ風上の水位を降下させる働きをもつ。したがって、季節風のように季節によって風向きが固定されると平均海面水位に季節的な変動を与える要因となる。このような風による吹き寄せの効果は、台風のような低気圧の接近時において、閉鎖性の内湾域で顕著にみられる。しかしながら、風による海面の変動は風上と風下で異なり、月平均値や年平均値の水位変化としては小さいものと考えられるため、今回の解析においては無視する。

3. 潮位・気圧・海水温度データの収集

我国の周辺海域の平均海面の長期変動の傾向、ならびに潮位変化の特性を調べるため、全国各地の港湾の潮位データを収集した。表-1に収集した潮位データの観測地点、観測期間、およびそれらのデータの提供機関を示す。また、図-5に調査地点の位置を示す。潮位データの整理は一般的には1時間毎の水位が記録される。潮汐の調和

定数を求める際には、この1時間毎の潮位データの5年間の結果を用いて解析される場合が多い。港湾における工事基準面も1時間毎の潮位データの調和分解の結果から決められる。しかしここでは、長期間の海面変動のトレンドを求めることを目的としているので、できうる限り長期間のデータを取り扱うために、代表的な地点に関してのみ1時間毎のデータ（ただし、北海道については2時間毎）を収集し、他の地点に関しては潮位の月平均値のデータを収集した。なお表-1の最右欄の補正の有無は、検潮所の潮位基準面とTP（東京湾平均海面）との関係を調査し、データの補正を行ったか否かを意味している。

天文潮以外で海面の水位変動に影響を与える要因、すなわち、気圧、風向・風速、海水の密度、黒潮等の海流、及び陸地の地盤高さの変動等の中で、気圧と海水の密度は特に大きいと考えられる。そこで、図-6（表-2）に示す地点で40年間（1950-1990）の気圧の月平均値、及び図-7（表-3）に示す地点で20年間（1961-1980）の海水の表層水温の月平均値を収集した。

なお、データの観測期間に関しては、潮位についてはできうる限りの長期のデータを収集した。しかし、戦前

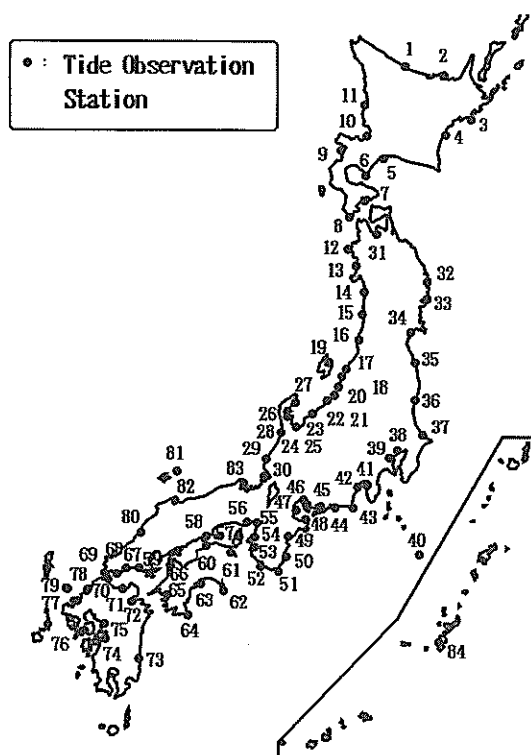


図-5 収集した潮位データの観測地点（検潮所）

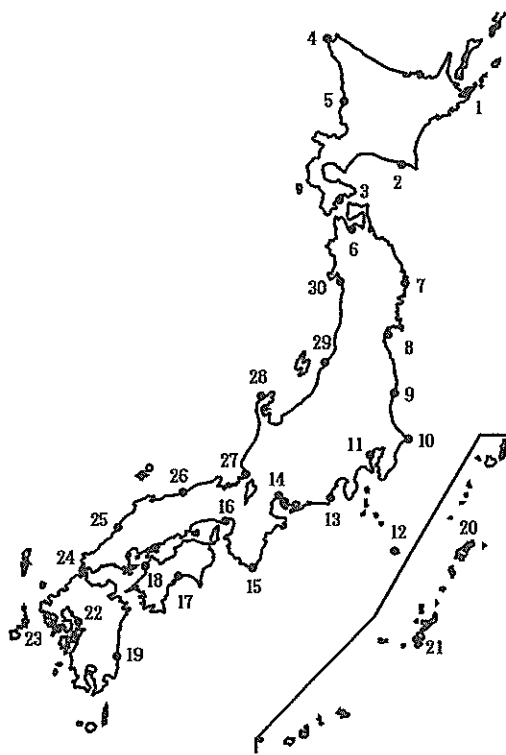


図-6 収集した気圧データの観測地点

表-2 収集した気圧データの観測地点  
(番号は図-6 参照)

番号	観測点	データ
1	根室	1950-1990
2	浦河	"
3	函館	"
4	稚内	"
5	留萌	"
6	青森	"
7	宮古	"
8	仙台	"
9	小名浜	"
10	銚子	"
11	横浜	"
12	八丈島	"
13	静岡	"
14	名古屋	"
15	潮岬	"
16	神戸	"
17	高知	"
18	松山	"
19	宮崎	"
20	名瀬	"
21	那覇	"
22	熊本	"
23	長崎	"
24	下関	"
25	浜田	"
26	鳥取	"
27	敦賀	"
28	輪島	"
29	新潟	"
30	秋田	"

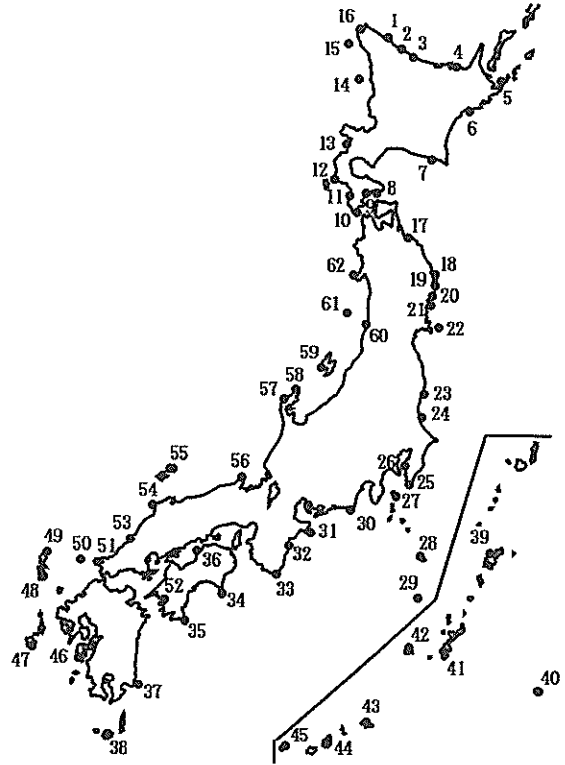


図-7 収集した海面水温データの観測地点

位の季節変動などの特性も重要な問題となる。

#### 4.1 調和分解

1時間毎の潮位データを収集した地点において潮汐の調和分解を実施した。潮汐の調和分解は、測定された潮位データを式(4)に示すように多くの潮汐の成分波に分解するものである。

$$\eta(t) = \bar{\eta} + \sum_{i=1}^N f_i H_i \cos(\omega_i t + V_{0i} + u_i - x_i) \quad (4)$$

ここに、

- $\eta(t)$  : 時刻 $t$ における水位 (cm),
- $\bar{\eta}$  : 平均水位 (cm),
- $H_i$  : 分潮 $i$ の振幅の調和定数 (cm),
- $x_i$  : 分潮 $i$ の遅角の調和定数 ( $^{\circ}$ ),
- $f_i$  : 分潮 $i$ の振幅に係わる係数,
- $V_{0i}$  : 分潮 $i$ の遅角に係わる因数 ( $^{\circ}$ ),
- $u_i$  : 分潮 $i$ の位相角に係わる因数 ( $^{\circ}$ ),
- $\omega_i$  : 分潮 $i$ の各速度 ( $^{\circ}/s$ ),
- $N$  : 分潮の数

(1940年以前)からのものは僅か5測点に過ぎず、大部分のものは1950年以降のデータである。したがって、気圧に関しては1950年以降のものを、また、海水の表層水温に関しては他のデータよりも観測期間は短いができるだけ長期のデータを収集した。

#### 4. 潮位データの解析と平均海面の変動

海面上昇による沿岸域への影響を予測する場合、平均海面の上昇量が最も重要であることは言うまでもない。しかし、沿岸域の防災を考える場合には、時々刻々変化する海面水位の高さあるいは海面水位が海岸防護施設の天端高を越える継続時間等、実際の海面水位の時間変動が問題となる。したがって、平均海面の長期的上昇量に加えて、日々変化する潮汐、気象的な要因で変化する潮

表-3 収集した海面水温の観測地点

(日本海用データセンター提供；番号は図-7参照)

番号	観測点	データ期間	番号	観測点	データ期間
1	北見枝幸	1961-1969	3 2	尾鷲	1961-1963
2	雄武	1961-1968	3 3	潮岬	1961-1980
3	紋別	1961-1980	3 4	室戸岬	1961-1966
4	網走	1961-1963	3 5	足摺岬	1961-1980
5	根室	1961-1967	3 6	多度津	1961-1963
6	釧路	1961-1967	3 7	鞍崎	1961-1963
7	浦河	1961-1980	3 8	屋久島	1961-1974
8	汐首	1961-1980	3 9	名瀬	1961-1980
9	函館	1961-1963	4 0	南大東島	1961-1976
1 0	白神岬	1961-1980	4 1	那覇	1961-1980
1 1	江差	1961-1980	4 2	久米島	1961-1977
1 2	稲穂岬	1961-1980	4 3	宮古島	1961-1980
1 3	寿都	1961-1980	4 4	石垣島	1961-1980
1 4	焼尻島	1961-1972	4 5	与那国島	1961-1980
1 5	鶯泊	1961-1975	4 6	牛深	1961-1980
1 6	稚内	1961-1980	4 7	福江	1961-1963
1 7	八戸	1961-1963	4 8	巖原	1961-1980
1 8	宮古	1961-1980	4 9	三ツ島	1961-1975
1 9	釜石	1961-1964	5 0	沖島	1961-1966
2 0	とど崎	1961-1974	5 1	角島	1961-1963
2 1	大船渡	1961-1965	5 2	宇和島	1961-1963
2 2	宮城江島	1961-1968	5 3	浜田	1961-1980
2 3	小名浜	1961-1980	5 4	日御崎	1961-1973
2 4	塩屋崎	1961-1974	5 5	西郷	1961-1980
2 5	野島	1961-1980	5 6	経ヶ岬	1961-1975
2 6	館山	1961-1980	5 7	輪島	1961-1980
2 7	大島	1961-1980	5 8	禄剛崎	1961-1962
2 8	八丈島	1961-1980	5 9	相川	1961-1976
2 9	鳥島	1961-1965	6 0	酒田	1961-1980
3 0	御前崎	1961-1980	6 1	飛島	1961-1962
3 1	大王島	1961-1974	6 2	入道崎	1961-1974

である、ここでは表-4に示す60分潮の調和定数に分解した。調和分解の方法は最小自乗法によった(村上, 1983)。各検潮所での1年間のデータを基に調和分解を行った。名古屋の結果を表-5に例示する。なお表-5には、ここで調査の対象としている長周期成分( $S_a$ 潮)と、比較的振幅の大きい短周期成分( $M_2$ 潮)の結果のみを示す。また、同表には名古屋地方気象台での年平均気圧及び月平均気圧の最大値と最小値の差の値を示している。

$S_a$ 潮の振幅は11~20cm(山から谷までとすると22~40cm)の範囲で得られており、月平均気圧の差は10~15mbである。1mbの気圧変動に対して1cmの水位変動とすると、月平均海面の年周期変動に及ぼす気圧の影響は30~40%前後と考えられる。なお、この調和分解においては、潮位の気圧補正は施してはいない。これは、1年

周期の調和定数 $S_a$ の振幅の変動と気圧変動等の関連を調べるためである。

気圧変動の潮汐の調和定数に及ぼす影響は、1日あるいは半日周期の短周期成分に対しては、潮汐周期と気圧変動周期とは余り相関がないので小さいものと考えられる。しかし、長周期の調和定数に対しては、比較的大きな1年周期の気圧変動があることからその影響は大きい。

図-8に1日周期および半日周期の潮汐の調和定数から求めた我国周辺の大潮升(基本水準面から大潮の満潮面までの高さ $=2 \times (M_2 + S_2) + K_1 + O_1$ )を示す。図中の結果は、1時間毎および2時間毎に潮位データを収集した測点に関しては今回の調和分解の結果を示すが、その他の測点に関しては日本沿岸潮汐調和定数表(海上保安庁, 1983)による値を示す。この図より、1日および半日周

表-4 調和分解に用いた分潮名 (60分潮)

記号	角速度(°/時)	周期	記号	角速度(°/時)	周期	
$S_a$	0.0410686	長 周 期	$M_2$	28.9841042	半 日 周 期	
$S_{sa}$	0.0821373		$MKS_2$	29.0662415		
$M_m$	0.5443747		$\lambda_2$	29.4556253		
$MS_r$	1.0158958		$L_2$	29.5284789		
$M_r$	1.0980331		$T_2$	29.9589333		
$2Q_1$	12.8542862	—	$S_2$	30.0000000		
$\sigma_1$	12.9271398		$R_2$	30.0410667		
$Q_1$	13.3986609		$K_2$	30.0821373		
$\rho_1$	13.4715145		$MSN_2$	30.5443747		
$O_1$	13.9430356		$KJ_2$	30.6265120		
$MP_1$	14.0251729	日	$2SM_2$	31.0158958	$\frac{1}{3}$ 日 周 期	
$M_1$	14.4920521		$MO_3$	42.9271398		
$\chi_1$	14.5695476		$M_3$	43.4761563		
$\pi_1$	14.9178647		$SO_3$	43.9430356		
$P_1$	14.9589314		$MK_3$	44.0251729		
$S_1$	15.0000000	周	$SK_3$	45.0410686		
$K_1$	15.0410686		$MN_4$	57.4238337		
$\Psi_1$	15.0821353		$M_4$	57.9682084		$\frac{1}{4}$ 日 周 期
$\phi_1$	15.1232059		$SN_4$	58.4397295		
$\theta_1$	15.5125897		$MS_4$	58.9841042		
$J_1$	15.5854433	$MK_4$	59.0662415			
$SO_1$	16.0569644	$S_4$	60.0000000			
$OO_1$	16.1391017	半 日 周 期	$Sk_4$	60.0821373	$\frac{1}{6}$ 日 周 期	
$OQ_2$	27.3416964		$2MN_6$	86.4079380		
$MNS_2$	27.4238337		$M_6$	86.9523127		
$2N_2$	27.8953548		$MSN_6$	87.4238337		
$\mu_2$	27.9682084		$2MS_6$	87.9682084		
$N_2$	28.4397295		$2MK_6$	88.0503457		
$\nu_2$	28.5125831		$2SM_6$	88.9841042		
$OP_2$	28.9019669		$MSK_6$	89.0662415		

期の潮汐の大きい所は瀬戸内海、有明海等の内湾域である。有明海の潮位差は我国で最も大きいとされ、4.34mの大潮升となっている。太平洋岸の各地の潮位差は概して大きく、北日本の宮古で1.33m、西日本の高知で1.77mとなっている。また、日本海側の潮位差は非常に小さく、例えば新潟の大潮升は高々0.27mである。このように、我国周辺の潮位差は地域によってかなり相違がみられ、これが沿岸域の潮流の特性に大きな影響を与えている。

次に、このような調和定数の年変化を図-9、10に示す。図-9に示すのが短周期潮として振幅が最も大きい $M_2$ 潮の調和定数の名古屋港における年平均値の経年変化である。振幅について云えば、1961~1963年の3年間は若干高い値を示しているが、それ以降の25年間は安定しており、最大で66.2cm、最小で64.9cmであった。その差は高々1.3cmであり、振幅の大きさに比して2%の変動幅である。また、遅角に関しても高々1度程度の変動

であり安定している(ただし、1964~1968年の遅角に関しては差がみられる。この原因に関しては不明である)。

一方、長周期潮の $S_a$ の調和定数の経年変化は図-10のように得られている。振幅に関して云えば最大20cm~最小11cmの幅で変動しており、その差は9cmとなって変動幅の振幅に対する比は50%以上となっている。この $S_a$ 潮の成因は、短周期の天文潮とは異なって気圧変化や海水の密度変化に基づく気象潮であり、月平均潮位の季節変動を表すものと考えられる。月平均潮位の季節変動に関しては次節で述べる。

次に、短周期潮の特性についてさらに詳しく調べるため、名古屋港の潮汐調和分解による、 $M_2$ 潮と $S_2$ 潮の調和定数の月別の変化について図-11、12に示す。 $M_2$ 潮の調和定数の振幅は、年平均の場合の変動幅約1cmに対して月別に調和分解した場合は約3cmの変動幅となる。 $S_2$ 潮の場合は季節的な変動が明瞭で、約7cmの振幅で1年周期

表-5 調和分解結果 (名古屋：平均水位,  $S_a$ 潮,  $M_2$ 潮, 平均気圧と気圧の季節変動値)

年	平均水位 (m)	長周期 $S_a$		短周期 $M_2$		気圧 (mb)	
		振幅(m)	遅角(°)	振幅(m)	遅角(°)	平均値	気圧差
1961	2.1303	0.1818	153.97	0.6808	179.43	1015.0	11.7
1962	2.0773	0.1468	149.38	0.6712	179.39	1014.7	10.7
1963	1.9872	0.1343	152.93	0.6688	179.15	1014.8	11.6
1964	2.2015	0.1293	155.65	0.6614	183.17	1015.9	13.6
1965	2.0181	0.1665	143.06	0.6581	183.32	1014.0	11.1
1966	2.0283	0.1464	148.87	0.6569	182.40	1014.1	10.2
1967	2.0419	0.2052	149.96	0.6541	181.03	1014.6	15.7
1968	2.0452	0.1817	162.24	0.6537	179.22	1014.4	14.6
1969	2.0989	0.1599	128.14	0.6592	179.38	1014.8	11.9
1970	2.0955	0.1411	161.67	0.6553	178.96	1015.5	10.7
1971	2.1159	0.1982	152.41	0.6583	178.46	1014.7	13.4
1972	2.1752	0.1777	158.99	0.6569	178.92	1014.6	12.4
1973	2.1333	0.1171	142.49	0.6559	179.02	1015.0	11.2
1974	2.1612	0.1944	134.00	0.6575	179.07	1014.6	15.1
1975	2.2022	0.2043	172.03	0.6563	178.91	1014.4	11.9
1976	2.2361	0.1639	139.19	0.6605	179.90	1014.9	10.3
1977	2.1753	0.1287	152.14	0.6550	179.30	1015.0	15.4
1978	2.2058	0.1603	153.74	0.6625	179.31	1014.6	11.3
1979	2.1875	0.1438	156.68	0.6610	178.86	1014.7	13.9
1980	2.1210	0.1300	156.74	0.6585	178.93	1014.4	11.6
1981	2.1144	0.1576	157.60	0.6521	178.97	1014.5	14.2
1982	2.1343	0.1848	142.98	0.6554	178.87	1014.9	12.8
1983	2.1436	0.1717	135.92	0.6556	178.94	1014.6	14.1
1984	2.0912	0.1448	150.91	0.6519	178.31	1014.9	13.4
1985	2.0608	0.1552	135.75	0.6490	178.27	1015.2	12.4
1986	2.0651	0.1099	161.78	0.6513	178.07	1014.7	12.4
1987	2.1440	0.1356	144.93	0.6599	178.41	1015.4	12.2
1988	2.0942	0.1565	126.87	0.6556	178.15	1014.2	13.1

で振動しており、夏に小さく冬に大きい結果となっている。同様の傾向は、神戸港についてもみとめられた。この短周期潮の調和定数の振幅の季節変動の要因は明らかではないが、平均海面が夏に高く冬に低いことを考えると、平均海面の潮汐の調和定数に及ぼす影響もその要因の一つと考えられる。月平均潮位と $M_2$ 潮、 $S_2$ 潮の振幅との関係を図-13に示す。 $M_2$ 潮に関しては明瞭ではないが、 $S_2$ 潮に関しては平均海面と調和定数の振幅との相関は比較的強い結果となっている。しかし、海水の温度や塩分の季節変動、気象・海象条件の季節変動と考えると、潮汐の調和定数の季節変動と平均海面との関係を、この図のように結論づけることはできないものと思われる。田辺ら(1987)の瀬戸内海の水利模型実験結果によると、平均海面の最も高い時と最も低い時(約30cmの水位差)の $M_2$ 潮の振幅の差は、大阪で-0.66cm、引田で1.17cm、今治で0.66cmと大きくない。以上のことから、海面

上昇が潮汐の調和定数に及ぼす影響はあまり大きくないものと考えられるが、さらに詳細な検討が必要である。

#### 4.2 月平均海面の変動

前節の調和定数の算定には前述のとおり1時間毎に観測された1年間の潮位データを用いた。一方、平均海面の長期変動の解析に際しては、各測点における月平均海面のデータを用い、解析の効率化を図った。4.1で述べたように、1年周期の $S_a$ 潮は気圧や海水密度等の変化による気象潮が考えられる。そこで、長期的な平均海面の変動解析に先立って、平均海面の上昇あるいは降下に対する要因分析を、月平均海面の季節的な変動に着目して行った。

図-14に示すのは、名古屋港、神戸港、潮岬および新潟西港の月平均海面の経時変化である。各年度の月平均海面を同図に重ね書きしている。月平均海面は8~9月ご

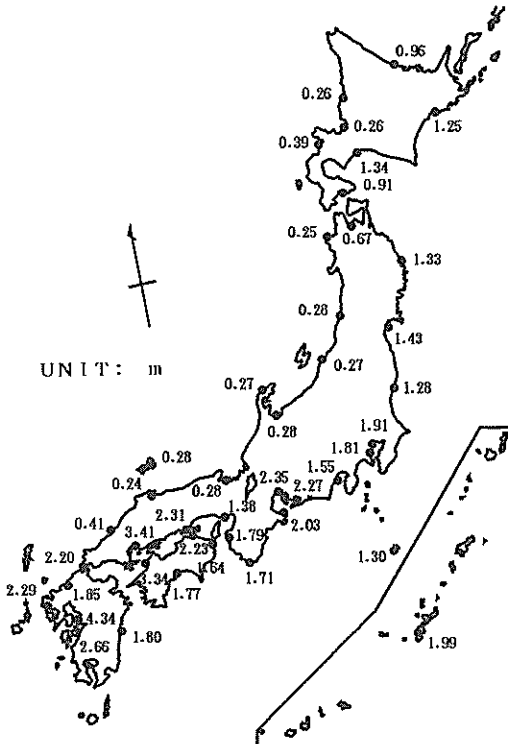


図-8 我国沿岸の大潮升 ( $2 \times (M_2 + S_2) + K_1 + O_1$ )

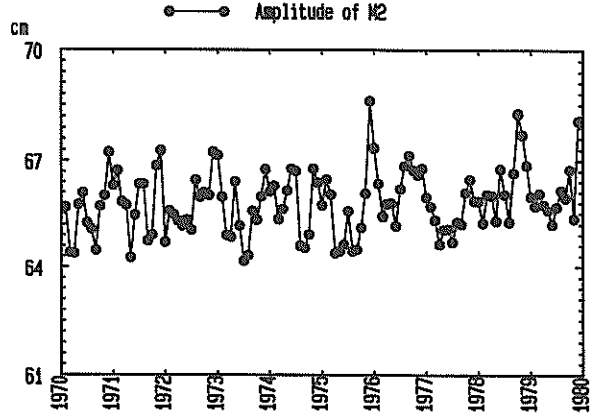


図-11  $M_2$ 潮の調和定数(振幅)の経月変化(名古屋)

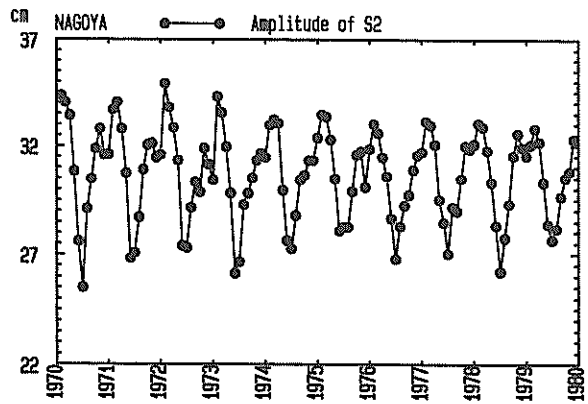


図-12  $S_2$ 潮の調和定数(振幅)の経月変化(名古屋)

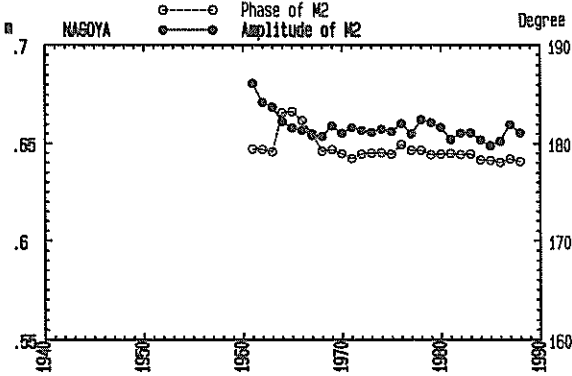


図-9  $M_2$ 潮の調和定数の経年変化(名古屋)

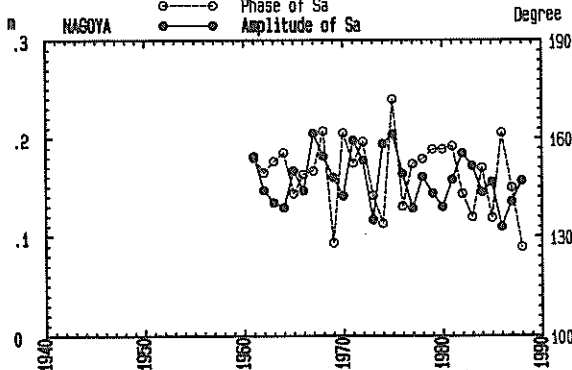


図-10  $S_a$ 潮の調和定数の経年変化(名古屋)

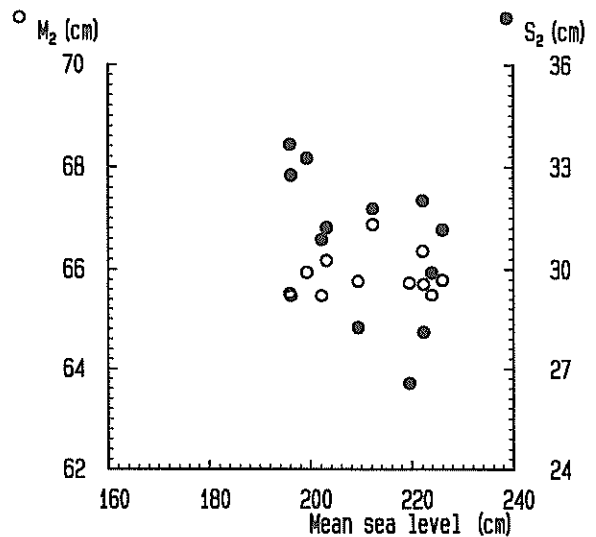


図-13 調和定数 ( $M_2, S_2$ ) の振幅と平均水位との関係(名古屋)



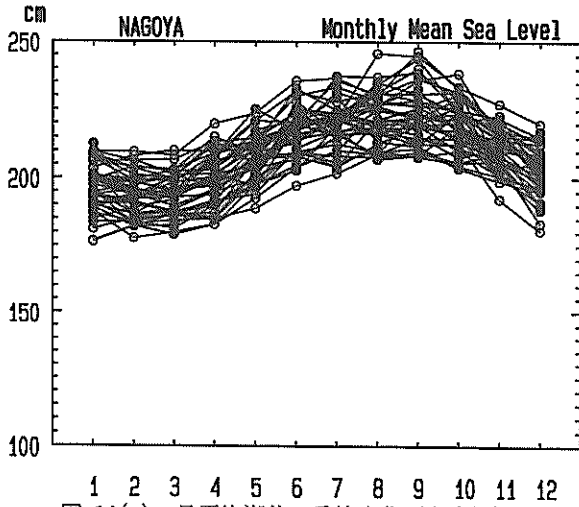


図-14(a) 月平均潮位の季節変化(名古屋)

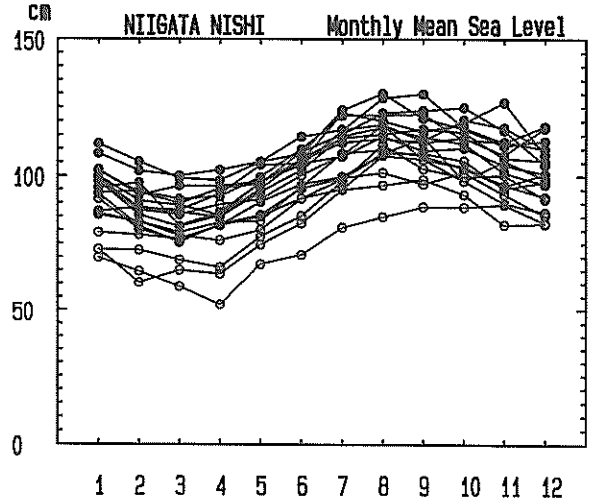


図-14(d) 月平均潮位の季節変化(新潟西)

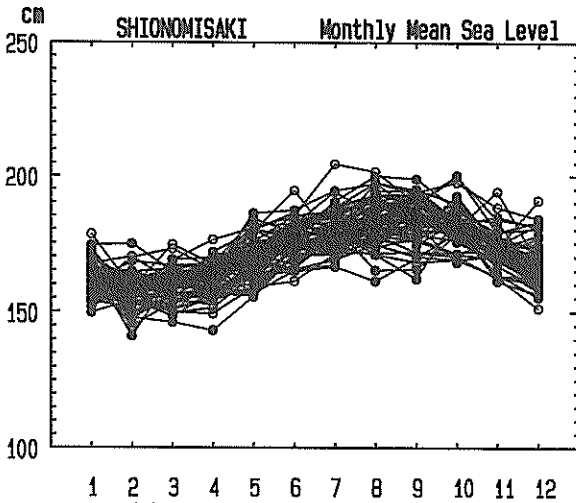


図-14(b) 月平均潮位の季節変化(潮岬)

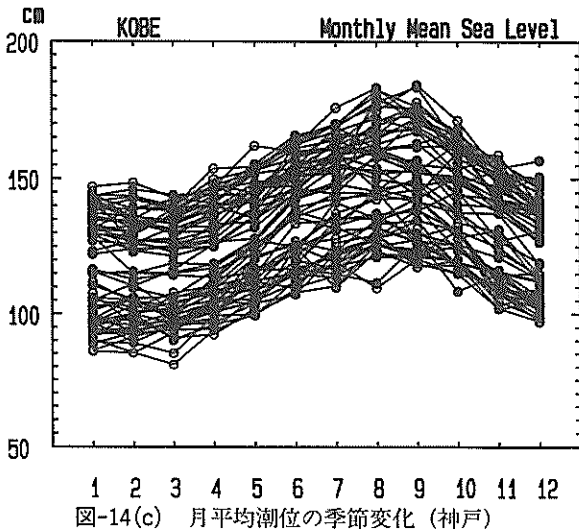


図-14(c) 月平均潮位の季節変化(神戸)

ろ最高値となり、2～3月ごろ最低値を示している。図-14に示した地点での月平均海面の最高値と最低値の水位差は25～32cmである。この変動は、前述の潮汐の調和分解の $S_2$ 潮によって表されるものとほぼ同等である。例えば、表-5の名古屋港の $S_2$ 潮の振幅と遅角の平均値を求めると15.8cmと149.2°であり、この結果は、 $S_2$ 潮による水位変化の干満差31.6cmであり、8月の後半に満潮となることからもうなずける。

他の検潮所について同じ手法を用いて求めた。いずれの検潮所においても、月平均海面は夏から秋にかけて高く冬から春にかけて低い結果となった。

日本列島沿岸の月平均海面の季節的な変動結果から、各年度の最大値と最小値の差の観測期間における平均値を図-15に示す。この図から、月平均海面の季節変動の大きさに地域差があることがわかる。北海道太平洋岸で12～19cmと小さく、南下するにしたがってその値は大きくなり、西日本の太平洋岸で25～32cmの季節変動の大きさとなっている。日本海側は太平洋側に比べると若干大きく、北海道～東北の日本海側で25～30cm、西日本の日本海側で最も大きく35～41cmの値を示している。図-15と図-8をみると、日本海側の潮汐の特徴は、1日周期および半日周期の日々変化する潮位は太平洋側の各地に比べてかなり小さいが、月平均海面の季節的な変動は短周期潮の大潮升の大きさに相当し、かなり大きいことがわかる。

このような月平均海面の季節的な変動は、既述のとおり、気圧の季節的な変動、海水密度の季節的な変動、海流の蛇行または流路の変動、および季節風の吹き寄せ効果等に起因するものと思われる。Unoki(1983)は、この

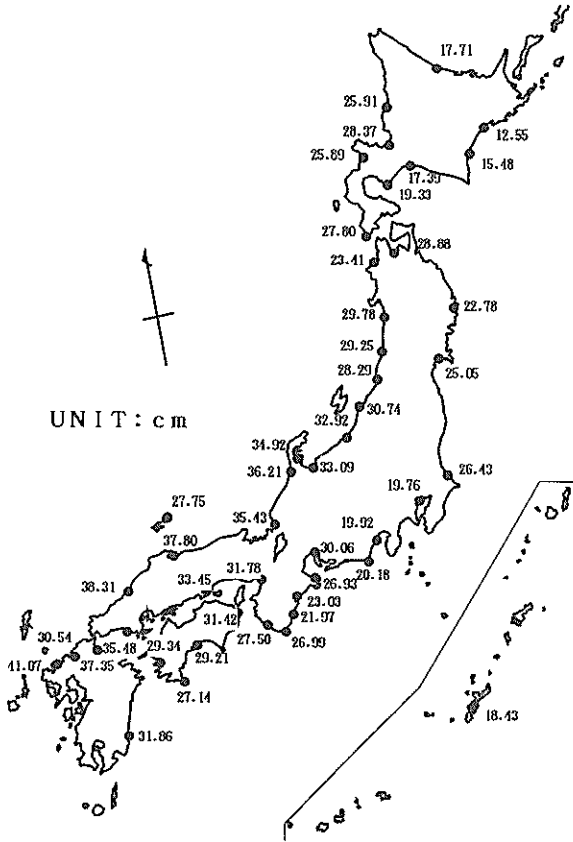


図-15 月平均潮位の季節変動の大きさ

中で、特に気圧変動と海水の密度変化による影響が最も大きいと指摘している。

気圧変動と海水密度の変動の月平均海面に及ぼす大きさを算定するために、全国各地の月平均気圧と月平均の海水温度のデータを収集した。その結果から浦河、潮岬、新潟および浜田の月平均気圧の変動の曲線を図-16に示す。また、浦河、潮岬、浜田、および名瀬の海水温度の変動の曲線を図-18に示す。海水温度の測定は、塩分の変化の小さい外海域に限られているために、海水の密度の変化は海水温度によって算定できるものと考えられる。

図-16によると、月平均気圧は一般に冬が高く夏が低い値となっていることがわかる。これは、冬の西高東低の気圧配置の時が日本列島で最も高い気圧配置となっているためである。月平均気圧の変動の全国的な分布を図-17に示す。西日本の日本海側では12~14mbと比較的大きな季節変動の値を示すのに対し、北海道では5~7mbと小さい値を示している。図-15と図-17の値から、1mbの気圧変動が1cmの水位変動に対応するとすると、月平均潮位の変動の約30%が気圧変動による影響と考えられる。

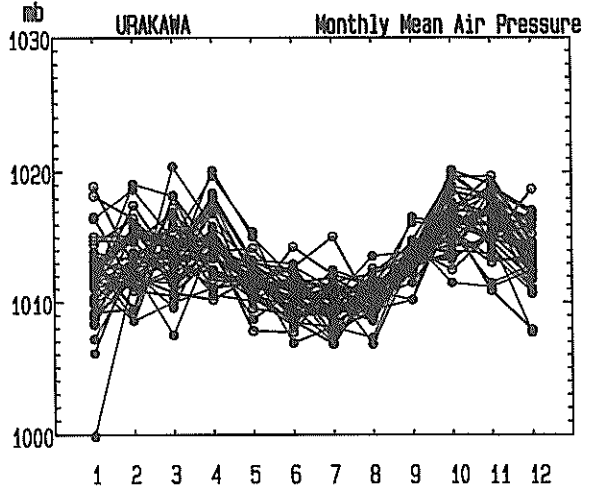


図-16(a) 月平均気圧の季節変化(浦河)

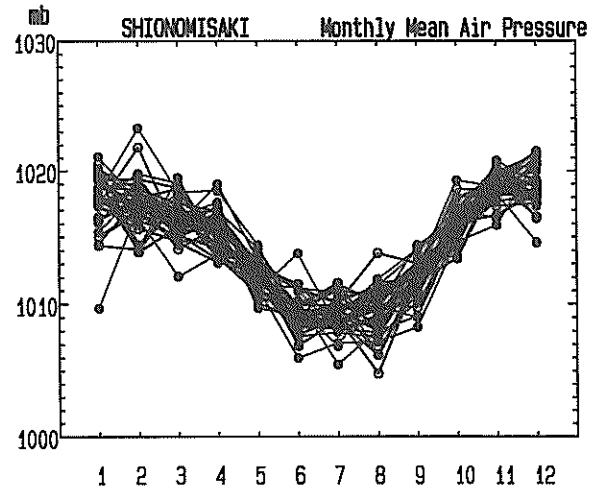


図-16(b) 月平均気圧の季節変化(潮岬)

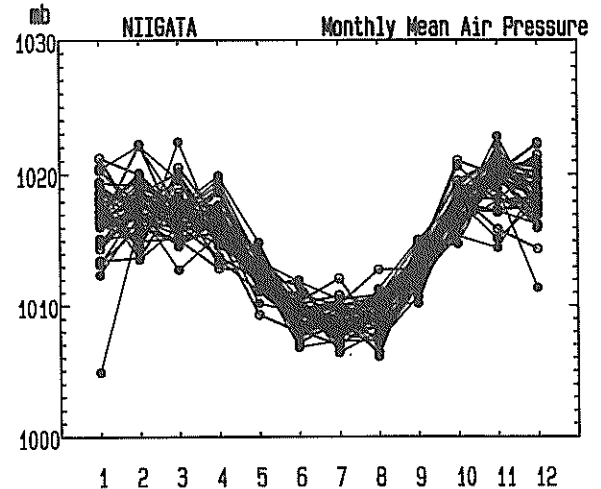


図-16(c) 月平均気圧の季節変化(新潟)

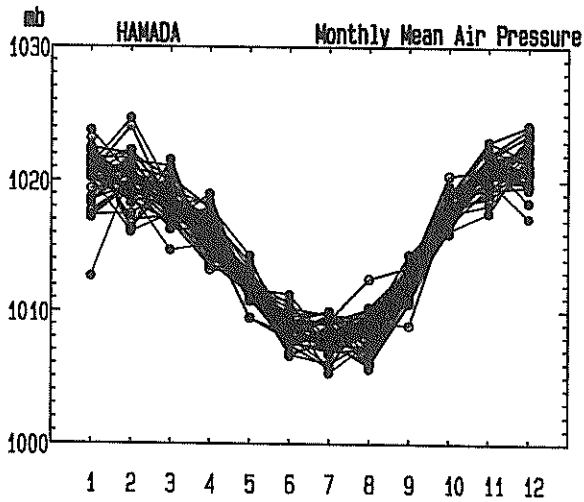


図-16(d) 月平均気圧の季節変化 (浜田)

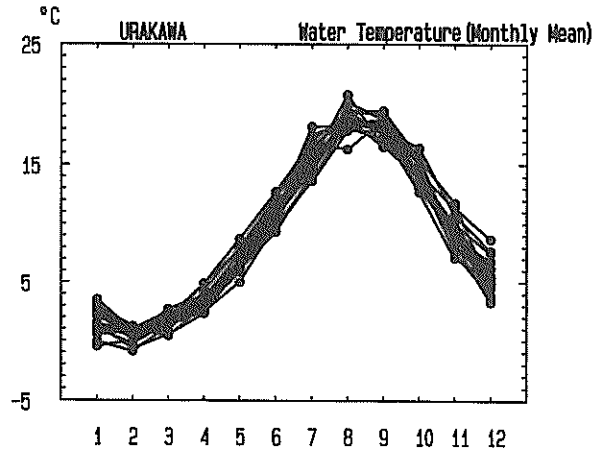


図-18(a) 月平均海面水温の季節変化 (浦河)

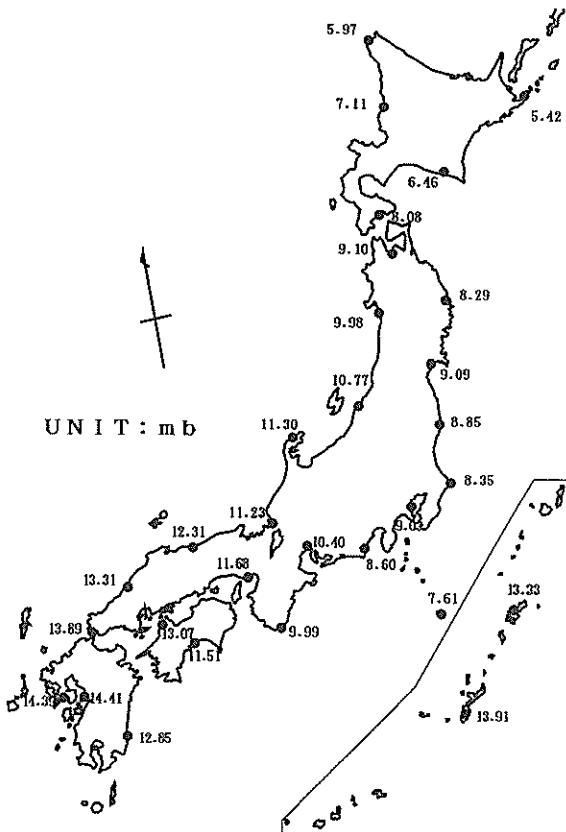


図-17 月平均気圧の季節変動の大きさ

図-19に札幌、東京、大阪、及び名瀬の月平均気温の季節変動（理科年表より）を示す。日本列島周辺の沿岸水の水温の季節変動は、当然気温の影響を受けることから夏に高く冬に低い結果となっている。したがって、図-20

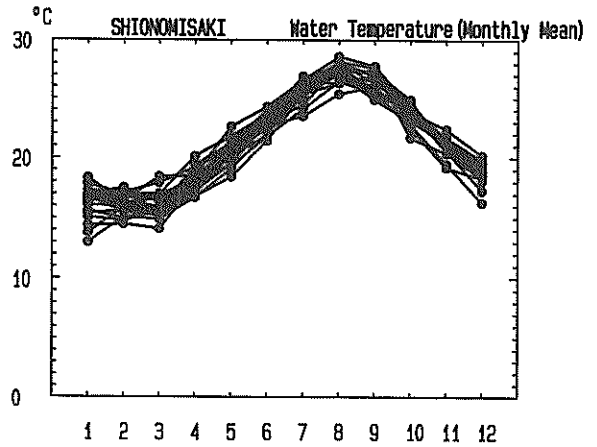


図-18(b) 月平均海面水温の季節変化 (潮岬)

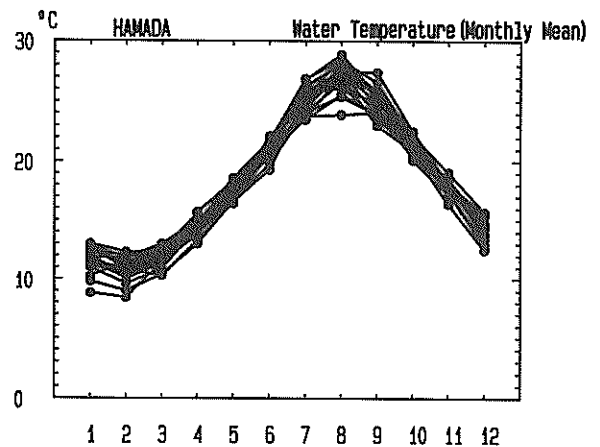


図-18(c) 月平均海面水温の季節変化 (浜田)

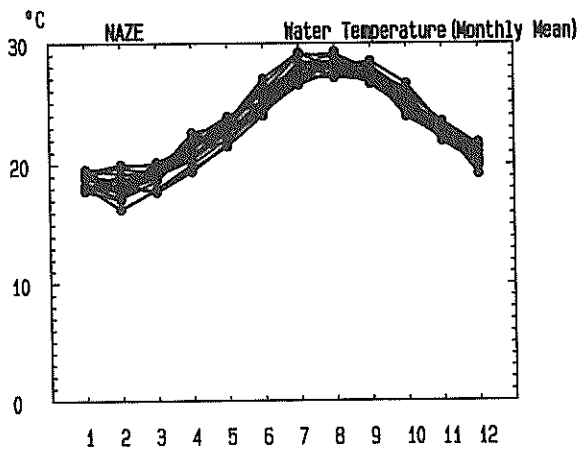


図-18(d) 月平均海面水温の季節変化 (名瀬)

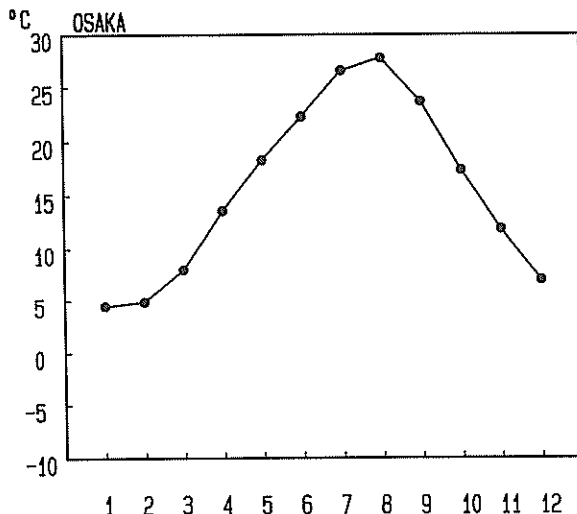


図-19(c) 月平均気温の季節変化 (大阪; 理科年表)

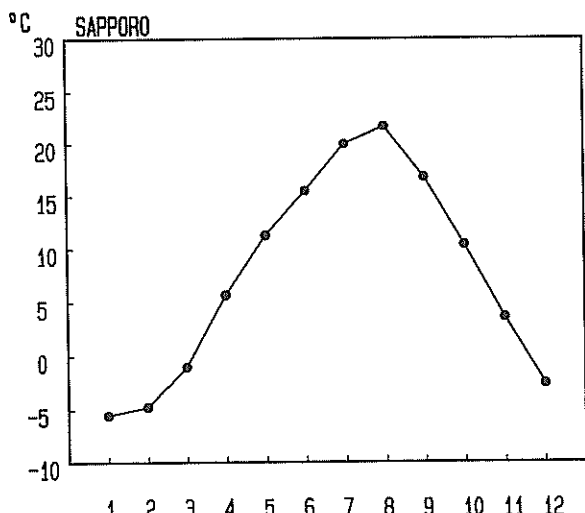


図-19(a) 月平均気温の季節変化 (札幌; 理科年表)

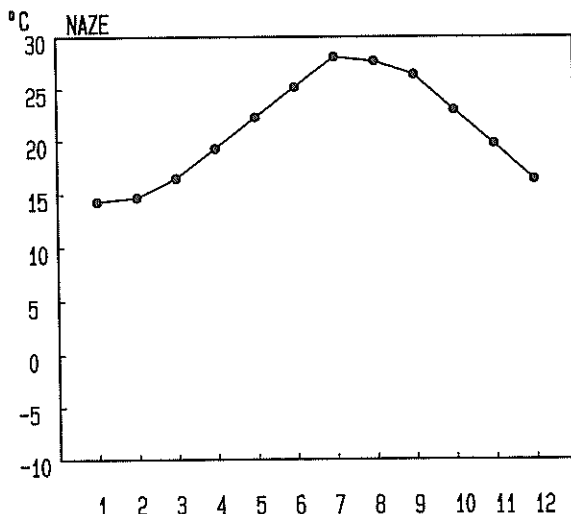


図-19(d) 月平均気温の季節変化 (名瀬; 理科年表)

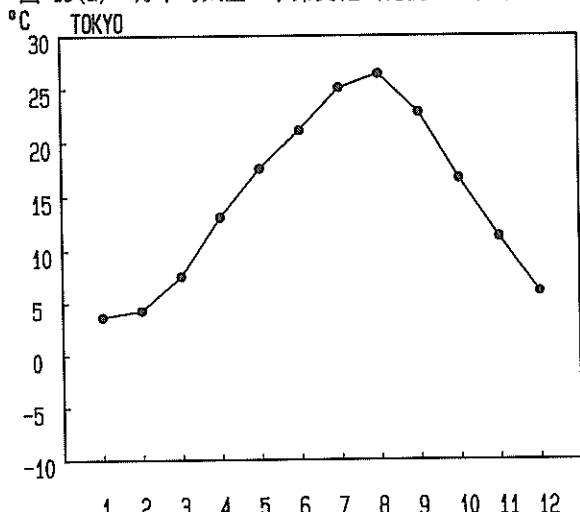


図-19(b) 月平均気温の季節変化 (東京; 理科年表)

に示すように平均気温の季節変化の大きい北日本で15°C～20°Cの表層水温の季節変動となっているが、気温変化が北日本ほど大きくない西日本の海域では10°C～15°C前後の変動となっている。また、沖縄を含む南西諸島の海域では気温変化が小さいことから海水の温度も10°C以下の季節変動となっている。

このような海水温度の変化によって、海水の密度が変化し、海面の平均水位が上下するものと考えられる。

#### 4.3 年平均海面の変動

今回収集した各検潮所の潮位データの結果から、その代表的な4測点での年平均海面の変動を図-21に示す。年

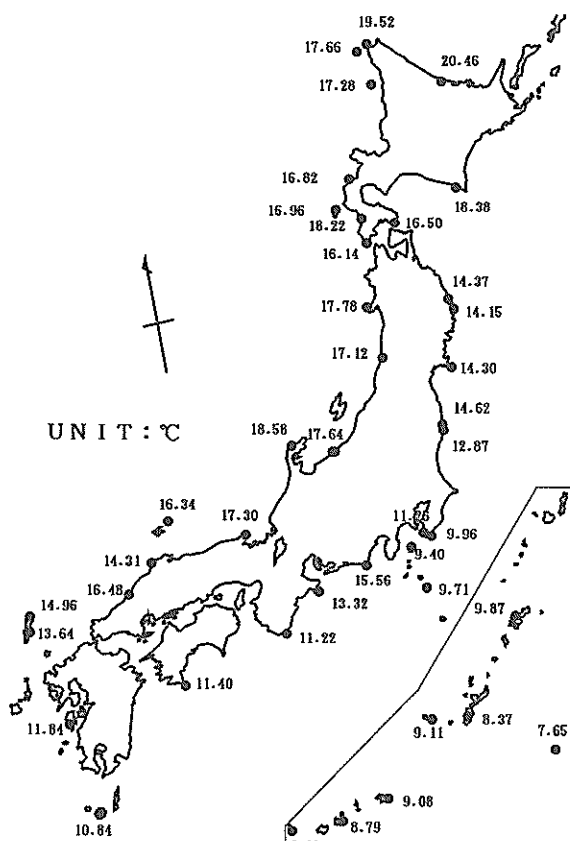


図-20 月平均海面水温の季節変動の大きさ

毎に10cm程度のかなりの変動がみられる。この図からは、大阪港においては比較的急激な海面上昇の傾向がみられ、鳥羽においては比較的緩やかな上昇傾向、また舞阪港においては逆に海面降下の現象がみられる。

図-21に示した年平均海面の値は、地盤沈下等による検潮所基準面の変動の補正および気圧補正を施していない。したがって、地盤沈下の激しかった大阪港においては相対的に非常に大きな海面上昇が生じていたことになる。本研究では、この陸地の地盤高さの変動の影響を取り除く必要がある。

表-6に示すのは、神戸海洋気象台が整理した大阪港と鳥羽の検潮所の観測基準点とTP(東京湾平均海面)との関係である。観測基準面からの測った球分体の高さ(図-2のC)とTPから測った球分体の高さ(図-2のE)より、観測基準面より測られたTPの高さ(図-2のB)が示されている。大阪港の場合、地盤沈下の影響により、観測基準面の地盤高さが大きな速度で降下している様子がよくわかる。そこで、観測基準面からの高さで整理されている平均海面をTPからの高さに補正した(すなわち、図-2のBの値を引く)。このようにして地盤高さの影響

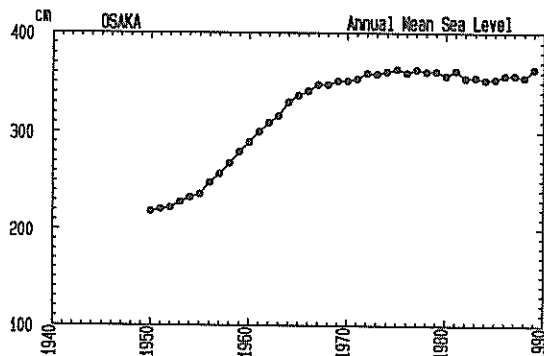


図-21(a) 大阪の年平均潮位の長期的な傾向(補正無し)

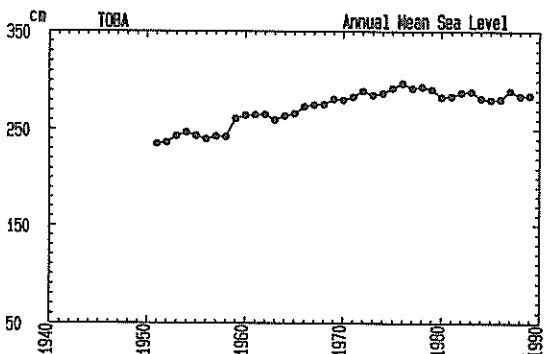


図-21(b) 鳥羽の年平均潮位の長期的な傾向(補正無し)

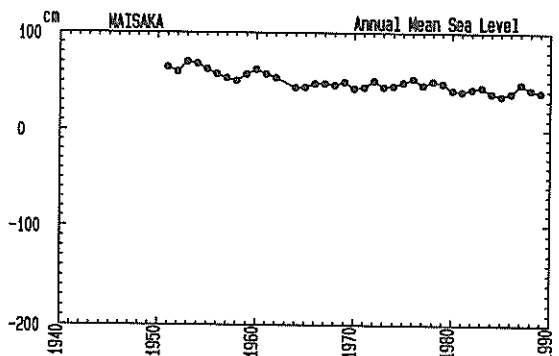


図-21(c) 舞阪の年平均潮位の長期的な傾向(補正無し)

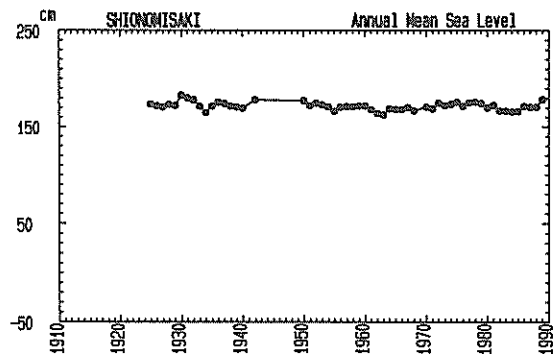


図-21(d) 潮岬の年平均潮位の長期的な傾向(補正無し)

表-6 潮位基準面とTPその関係 (大阪, 鳥羽: 神戸海洋気象台)

大阪 年	球分体		TP	鳥羽 年	球分体		TP
	DL上	TP上	DL上		DL上	TP上	DL上
	図-2のC	図-2のE	図-2のB		図-2のC	図-2のE	図-2のB
1950	5.350	3.935	1.415	1950			
1951	5.350	3.398	1.952	1951	5.240		
1952	5.350	3.139	2.211	1952	5.240		
1953	5.350	3.139	2.211	1953	5.240		
1954	5.350	3.139	2.211	1954	5.240		
1955	5.350	3.139	2.211	1955	5.240		
1956	5.350	3.139	2.211	1956	5.240		
1957	5.350	2.892	2.458	1957	5.240		
1958	5.350	2.892	2.458	1958	5.240		
1959	5.350	2.892	2.458	1959	5.240	2.680	2.560
1960	6.022	2.652	3.370	1960	5.240	2.680	2.560
1961	6.022	2.652	3.370	1961	5.240	2.680	2.560
1962	6.022	3.127	2.895	1962	5.240	2.643	2.597
1963	6.022	2.848	3.174	1963	5.240	2.592	2.648
1964	6.022	2.805	3.217	1964	5.240	2.554	2.686
1965	6.528	3.311	3.217	1965	5.240	2.496	2.744
1966	6.528	3.247	3.281	1966	5.240	2.496	2.744
1967	6.258	3.256	3.272	1967	5.240	2.496	2.744
1968	6.258	3.256	3.272	1968	5.240	2.451	2.789
1969	8.174	4.819	3.355	1969	5.240	2.451	2.789
1970	8.174	4.819	3.355	1970	5.240	2.451	2.789
1971	8.174	4.794	3.380	1971	5.240	2.397	2.843
1972	8.174	4.794	3.380	1972	5.240	2.397	2.843
1973	8.174	4.795	3.379	1973	5.240	2.397	2.843
1974	8.174	4.745	*3.429	1974	5.240	2.397	2.843
1975	8.174	4.655	3.519	1975	5.240	2.397	2.843
1976	8.174	4.659	*3.515	1976	5.240	2.397	*2.843
1977	8.174	4.655	*3.519	1977	*5.240	*2.397	*2.843
1978	8.174	4.661	*3.513	”	*6.371	*3.526	*2.845
1979	8.174	4.661	3.523	1978	6.371	3.526	*2.845
1980	8.174	4.651	3.523	1979	6.371	3.526	2.845
1981	8.174	4.651	3.523	1980	6.371	3.526	2.845
1982	8.174	4.651	3.523	1981	6.371	3.526	2.845
1983	8.174	4.651	3.523	1982	6.371	3.526	2.845
1984	8.174	4.651	3.523	1983	6.371	3.526	2.845
1985	8.174	4.647	3.527	1984	6.371	3.493	2.878
1986	8.174	4.647	3.527	1985	6.371	3.493	2.878
1987	8.174	4.647	3.527	1986	6.371	3.493	2.878
1988	8.174	4.647	3.527	1987	6.371	3.493	2.878
1989				1988	6.371	3.493	2.878
1990							2.878

を取り除いた大阪港の年平均海面の水位変動の結果を図-22(a)に示す。

図-22(a)において、黒丸で示すのが検潮所基準面の地盤高さの補正を施す前の結果であり、白丸で示すのが補正後の結果である。また、最小自乗法によって回帰直線を求めた結果も同図に示す。平均海面は、補正前のデータでは3.78cm/年の割合で上昇していたのに対し、補正後のデータでは逆に0.08cm/年の割合で低下するという結果になっている。他の測点においても同様の処理を行った。これらの結果を図-22(b)~22(d)に示す。これらの図から例えば図-22(b)の鳥羽の結果をみると、大阪港ほど極端ではないが、補正前は1.43cm/年の上昇割合に対し、補正後が0.35cm/年の上昇割合に減少している。また図-22(c)の舞阪港の結果に関しては、補正前は0.63cm/年の水面降下の傾向に対して、補正後は0.78cm/年の水面上昇と逆の傾向を示している。

以上のような補正操作を行って、各地の検潮所のデー

タから年平均海面のトレンドを回帰直線の傾きより求めた結果を図-23に示す。この図において、黒丸で示した検潮所の位置から破線によって結ばれた比較的太い実線の長さが年平均水位の回帰直線の傾きを示している。外側の(+)が海面上昇の、また内側の(-)が海面降下のトレンドを示す。中部地方から北日本にかけては上昇の傾向が、西日本は下降の傾向が示されている。海面上昇あるいは下降の平均値を求めるに当たって、各観測点に対する観測期間の相違や、観測点間の空間密度等を考慮して加重平均をしなければならないが、ここでは簡単のため単純平均をとった結果を同図中に示す。中部地方から北日本では平均海面の上昇の地点が多く、1.5~1.8mm/年の上昇割合を示し、西日本では下降の地点が多く、約1.0mm/年の下降の傾向を示している。

このような年平均海面の変動に影響を及ぼすものとして、気圧と海水温度の長期的な変動が考えられる。次に、それらの年平均値の変動について考察する。

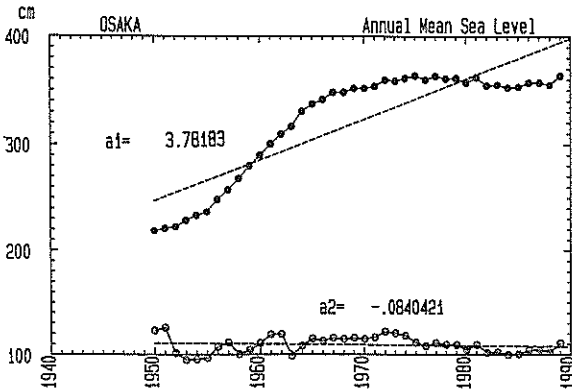


図-22(a) 大阪の年平均潮位の長期的な傾向  
(黒丸：補正前，白丸：補正後)

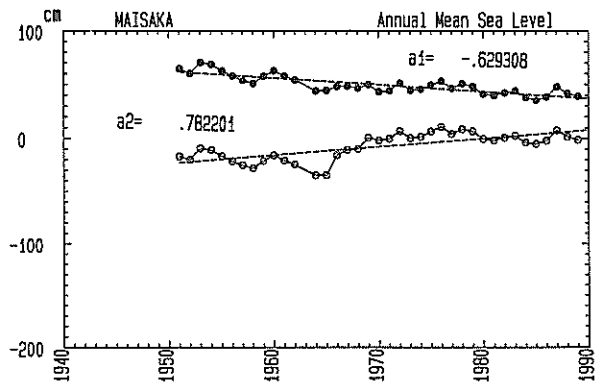


図-22(c) 舞阪の年平均潮位の長期的な傾向  
(黒丸：補正前，白丸：補正後)

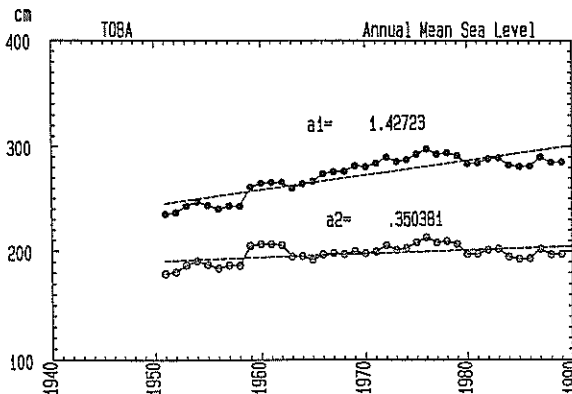


図-22(b) 鳥羽の年平均潮位の長期的な傾向  
(黒丸：補正前，白丸：補正後)

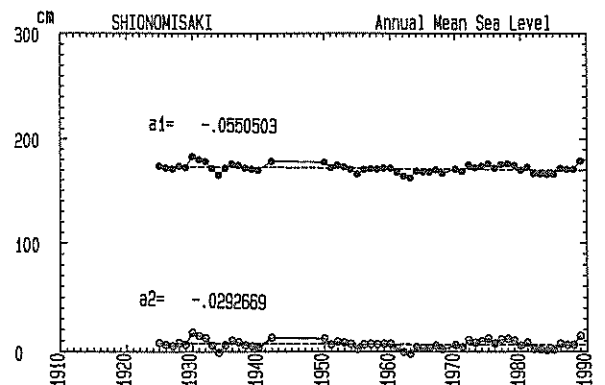


図-22(d) 潮岬の年平均潮位の長期的な傾向  
(黒丸：補正前，白丸：補正後)

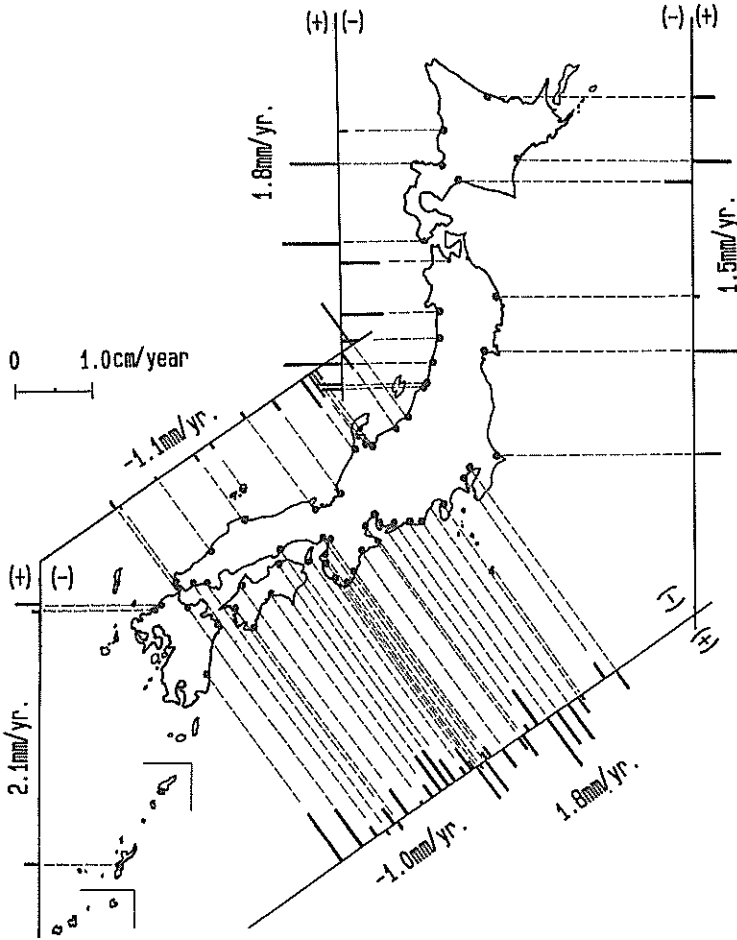


図-23 年平均水位の変化率 (+：上昇，-：下降)

図-24に示すのは、図-23に示した検潮所に相当する気象観測点での気圧の年平均値の変動のいくつかの例を示したものである。気圧の高い年と低い年とでは2～4mb程度の差がみられ、これが年平均海面に影響を及ぼすものと思われる。年平均気圧に対しても潮位同様に最小自乗法によりその経年変化の傾きを求めた。その結果を図中の破線で示す。浦河の場合の40年間の年平均気圧のトレンドは $-0.013\text{mb/年}$ であった。このような回帰直線の傾きを、各地のデータによって求めた結果を図-25に示す。場所によって上昇の地点、下降の地点とあるが、全般的にみると負の値を示している地点が多く、全国的には年平均気圧は降下気味であるといえる。しかしその値は非常に小さく、 $-0.014\sim+0.002\text{mb/年}$ の範囲の値であり、全測点の平均値は $-0.005\text{mb/年}$ であった。

同様の検討を沿岸域の海水温度についても行った。図-26に示すのは代表的な地点の年平均表層水温の変化を

示したものである。表層水温に関しては、観測期間が20年間と他の項目に比べて若干短いが、最小自乗法により経年変化の傾きを求めた。その結果を図-27に示す。表層水温についても上昇の地点、下降の地点があるが、全般的には下降の地点が多いものと判断される。その値は、極端な場合を除いて $0.02\sim-0.01\text{°C/年}$ の変化率である。全測点の平均値は $-0.002\text{°C/年}$ であり、海水の温度は幾分低下傾向を示しているがその大きさは非常に小さい。なお、海水の温度の海面上昇に及ぼす影響の大きさについては5章で考察する。

次に検潮所基準面の変動について考察する。図-22(a)の黒丸によって示したのは大阪港の年平均潮位の変動である。1950年から1989年の40年間で約140cmの海面上昇が生じている。これは、大阪周辺の地下水の過度の汲み上げによる地盤沈下に起因する見かけの海面上昇であると報告されている。この場合の海面上昇は、現在問題に



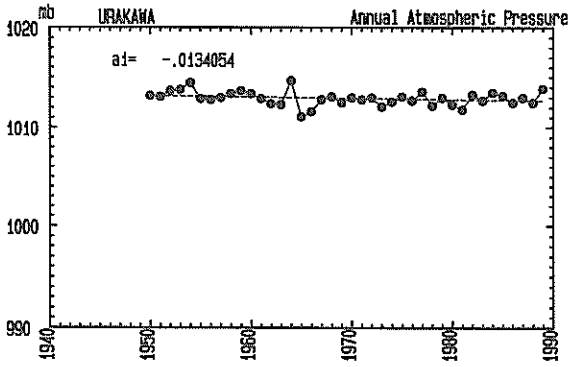


図-24(a) 年平均気圧の経年変化 (浦河)

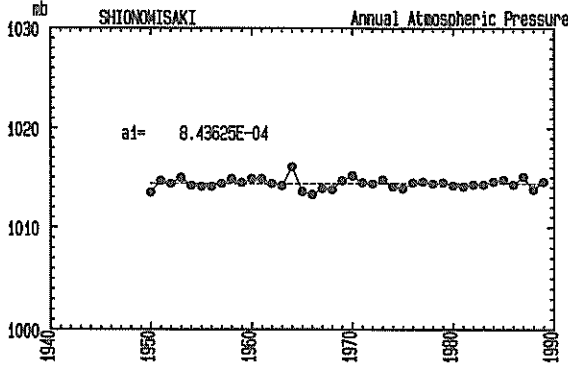


図-24(b) 年平均気圧の経年変化 (潮岬)

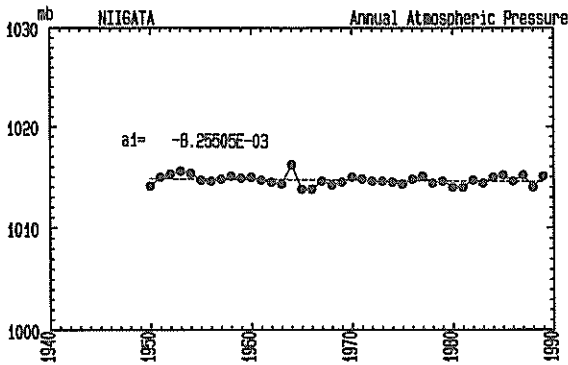


図-24(c) 年平均気圧の経年変化 (新潟)

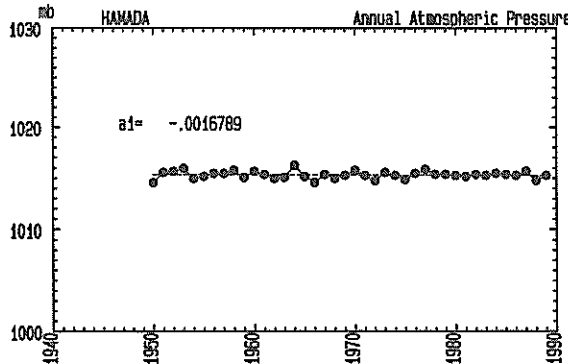


図-24(d) 年平均気圧の経年変化 (浜田)

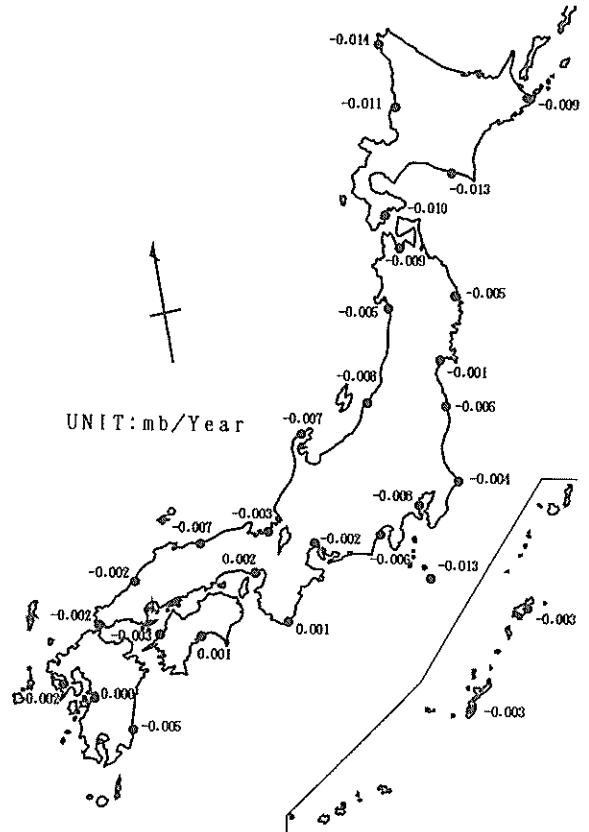


図-25 年平均気圧の変化率 (単位: mb/年)

している地球温暖化による海面上昇の問題とは異なるので補正する必要がある。したがって、表-6の大阪港の検潮所の観測基準面のTP (東京湾平均海面) からの相対的な位置関係を用いて補正した結果を図-22(a)の白丸で示した。このように、検潮所基準面のTPあるいは国土地理院の水準点との相対的な位置関係が明確であれば、年平均潮位の補正を行うことが可能である。大阪港の場合、実線とは逆に、年平均潮位は下降していることを示している。

次に、潮位の観測基準面の変更の例を示す。図-28に示すのは新潟東港の年平均潮位の変化曲線である。1975年と1976年の間に大きな段差が生じている。これは、検潮所の位置の変更、あるいは機械の更新に基づく基準面の変更を意味している。新潟東港のようにデータが整理されている場合は問題がないが、データが何十年と長期にわたる場合、基準面の観測は行われていても、その結果が紛失したりして不明な場合もある。また、データ整理の段階で基準面の補正には既になされているにもかかわらず、残された記録には基準面の変更に関しては何ら記述されていないような場合もある。このように、年平均

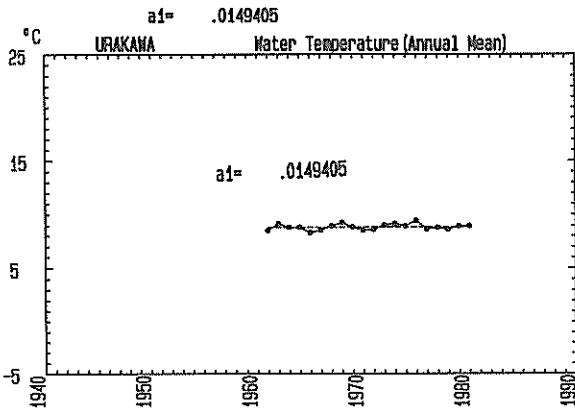


図-26(a) 年平均海面水温の経年変化 (浦河)

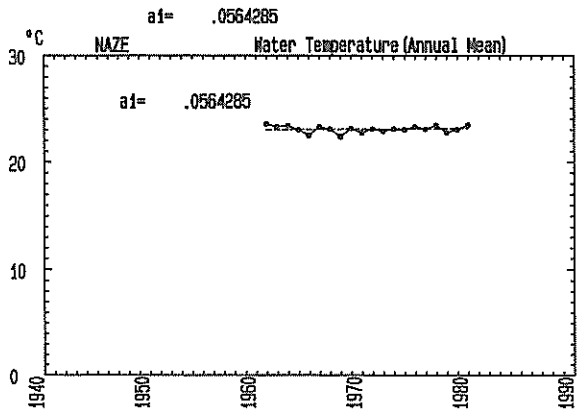


図-26(d) 年平均海面水温の経年変化 (名瀬)

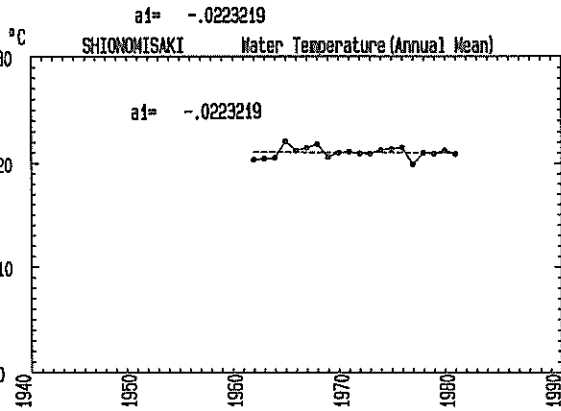


図-26(b) 年平均海面水温の経年変化 (潮岬)

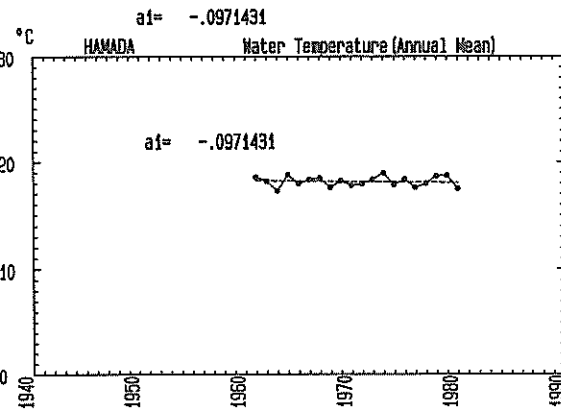


図-26(c) 年平均海面水温の経年変化 (浜田)

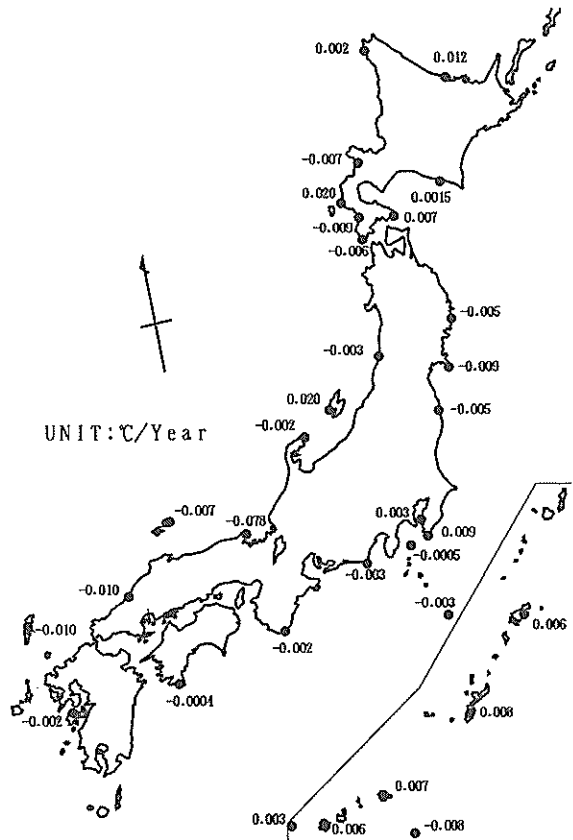


図-27 年平均海面水温の変化率 (単位: °C/年)

潮位の変動に関する整理で大きな問題点は、検潮所基準面の不明確さである。港湾の潮位観測の目的は、工事基準面の設定や短周期の調和定数の算定にある。したがって、数年間の潮位観測を実施すれば所定の目的は得られる。また港湾の拡張に伴って検潮所が移設された場合、

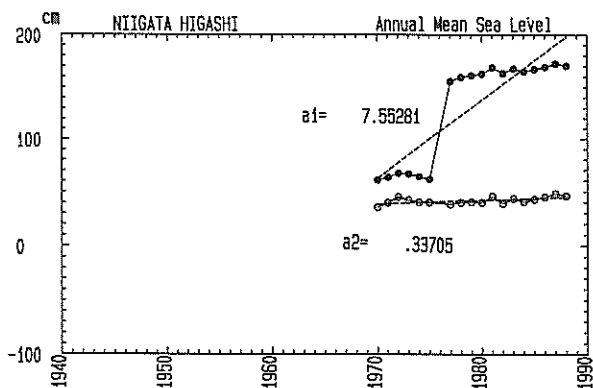


図-28 検潮所基準面の変更した例 (新潟東港)

前の検潮所の基準面と新しい検潮所の基準面との関連が不明確な場合が多い。

以上述べたように、長期間の潮位データの解析において、観測基準面の変動に対する補正は非常に難しい問題である。今回のデータ整理においては、収集されたデータを用いることを第一にし、基準面の補正の記録がある地点においてはそのデータに従い、また記録がない場合でも明らかに段差が生じていてデータのつながりが不連続となる場合には、その時点に基準面の設定の変更があったものと仮定し、年平均潮位の値は前年度と同じものであるという設定を行って潮位データの補正を行った。しかし、今回の解析結果が東日本で海面上昇、西日本で海面降下という地域によって異なった傾向が得られた。

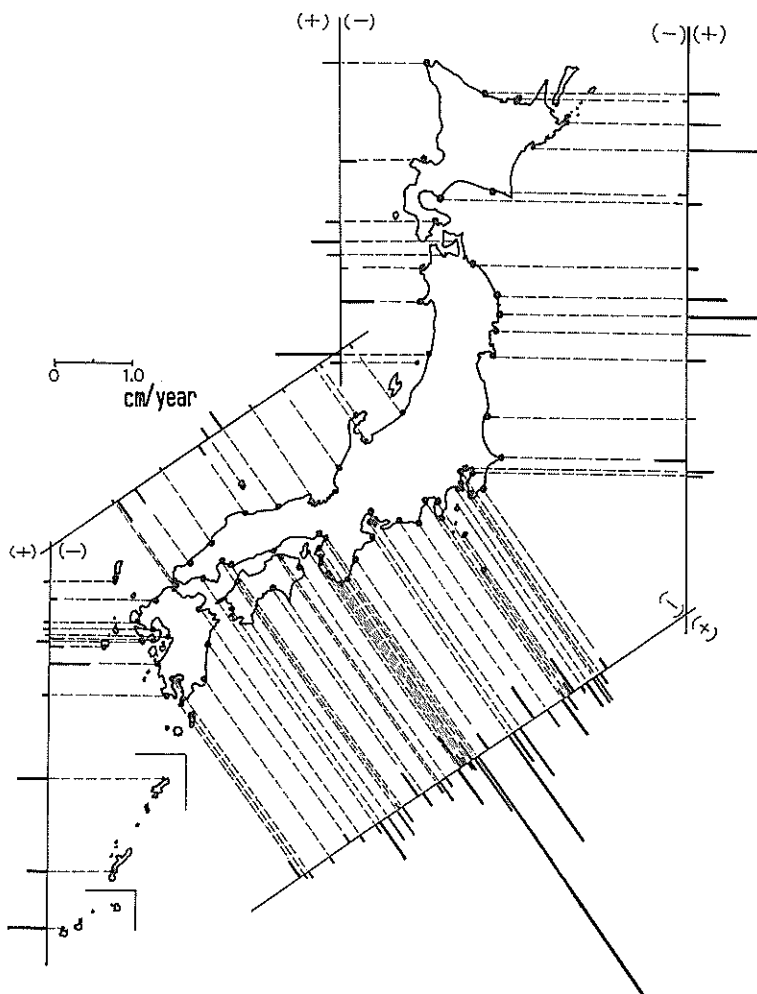


図-29 潮位基準面の補正を施さない場合

(+ : 上昇, - : 下降)

(海面昇降検地センターのデータを利用)

この原因としては地盤高さの影響を取り除く補正がまだ十分でないことも考えられる。

最後に、我国の海面上昇あるいは地盤高さの長期変動を調べる場合に最もよく利用されている国土地理院の海面昇降検地センターのデータについて検討する。これは、建設省の国土地理院、気象庁、海上保安庁およびその他に所属する各検潮所のデータを統一的に処理しており、我国においては最も精度のよいデータと考えられる。港湾局のデータも第三港湾建設局管内のデータ（神戸海洋気象台が整理している）をはじめ、いくつかは検地センターに登録されている。ただし、検地センターより公表されているデータ（海面昇降検地センター、1986）は観測基準面の変動等に伴う補正は行われていない。それらのデータから年平均海面のトレンドを求めた結果を図-29に示す。大阪港は地盤沈下のために大きな海面上昇となっている。油壱に関しては、関東大震災以後のデータを用いて回帰直線を求めている。全般的に海面は上昇傾向を示しているが、特に太平洋岸においてその傾向が強いものと思われる。

以上のように、データの整理の方法によっても年平均水位の長期的なトレンドは異なった傾向が得られる可能性がある。したがって、数十年から百年を超える精度より潮位データの蓄積が必要であり、また観測基準面の補正もきわめて重要である。

### 5. 平均海面の変動と気象・海象条件

#### 5.1 月平均海面の変動と気象・海象条件

潮汐は、月と太陽の天体運動による天文潮であり、日々の海面の水位を上下させる。したがって、この天文潮はここで考えている気象・海象条件の変化によっては大きく変化するものではない。ここでは気象潮としての潮位の季節変動について考察する。平均海面の季節変動は、4.2で述べたように、1年周期の夏に高く冬に低い特性を示している。この原因としては、夏に気圧が低いこと、および海水の温度が高いため海水の密度が減少して平均海面が上昇することの2つの要因が大きいものと言われている。そこで、月平均海面の季節変動の大きさを式(5)のように海水の密度の季節変動と気圧の月平均値の気圧変動の差によるものの和によって表されるものとする。

$$D_t = D_{tp} + D_{tr} \quad (5)$$

- North Pacific Ocean Side
- ▲ West Japan Sea Side
- △ West Pacific Ocean Side
- Hokkaido Pacific Ocean Side
- North Japan Sea Side

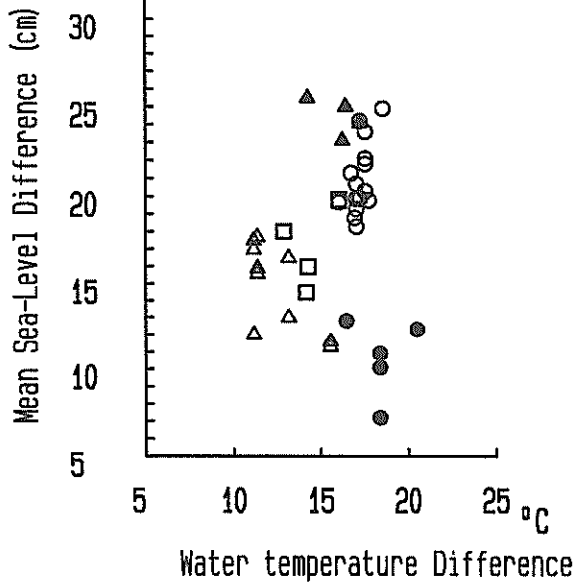


図-30 海面水温の季節変動と平均海面水位の季節変動

- North Pacific Ocean Side
- ▲ West Japan Sea Side
- △ West Pacific Ocean Side
- Hokkaido Pacific Ocean Side
- North Japan Sea Side

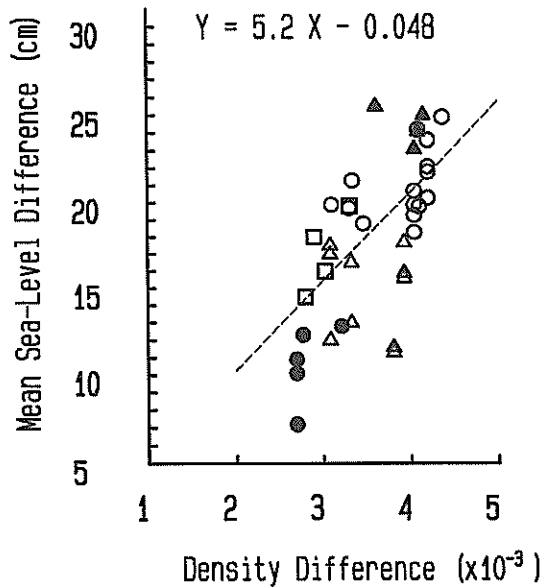


図-31 海面水密度の季節変動と平均海面水位の季節変動

ここに、

- $D_t$  : 月平均潮位の季節変動の大きさ (cm),  
 $D_{\rho}$  : 海水の密度の変動による水位変動 (cm),  
 $D_p$  : 気圧の変動による水位変動 (cm)

である。気圧変動の海面水位に及ぼす影響は、式(1)に示していたように1 mbの気圧降下は約1 cmの海面上昇に相当することから、その影響を取り除いた残りの潮位の季節変動が海水密度の変動の影響となる。図-30に示すのは、横軸に月平均の表面水温の季節変動値、縦軸に $D_{\rho}$ の値の関係を表したものである。海水温度の季節変化は地域的に差があるので、それらを5つの地域に分類して表示している。この図から、海水温度の変動の大きいところが月平均潮位の変動も大きいという傾向は読み取れるが、黒丸で示された北海道の結果が大きく外れている。そこで、海水の密度を式(2)によって求め、海水の密度の変動と月平均潮位の変動との関係を示したものを図-31に示す。なお海水の密度の算定において、海水温度の測定が外海域に限られているために、塩素量は18‰に仮定している。図-31から、気圧の影響を取り除いた月平均潮位の季節変化は海水の密度変化とよい相関のあることがわかる。最小自乗法によりその相関を求めると、海水の密度の0.001 (g/cm<sup>3</sup>)の減少に対して約5.2cmの海面上昇の上昇が考えられる。海水密度と海水温度との関係は線形ではないので一概にはいえないが、例えば10~20℃の外海水(塩素量18‰)の水温変化に対する海水密度の変化は0.00214 (g/cm<sup>3</sup>)であり、これは1℃の海水温度の上昇に対して約1.1cmの平均海面の上昇に相当する。また、これは単純に計算すると、表層から約50m層の海水の密度が一樣に変化したことに相当する。

海水密度の平均海面に及ぼす影響は、式(3)に示されるように、海水の温度上昇に関係する層厚によっても異なり明確ではないが、海水温度の季節変動が月平均潮位の季節変動の最も大きな要因であると考えられる。なお、海水温度の季節的な変動に関係するのはせいぜい200mの深さまで(小長, 1983)と考えられる。しかし、地球の温暖化ともなう海水温度の上昇はさらに長周期の変動と考えられ、数百~数千mの深い層までの海水の膨張を考える必要があり、海水温度1℃の上昇の平均海面の上昇に及ぼす影響は更に大きくなるものと予測される。

## 5.2 年平均海面の変動と気象・海象条件

長期間の検潮所のデータから我国沿岸の平均海面のト

レンドを図-23に示した。平均海面の変化動向は、地点により上昇あるいは下降を示しており一定していないが、全般的に中部から北日本にかけての測点で上昇、西日本の測点で下降のところが多。前節の月平均海面の季節変動に対しては、気圧変動と海水温度の変化による海水密度の変化が大きな影響要因であることがわかった。そこで、図-25に年平均気圧の変化率、また図-27に年平均表層水温の変化率を示した。また、図-32~図-34にこれらの頻度分布を示す。(a)は観測点全体の頻度分布を、(b)は中部から北日本の測点での頻度分布を、また(c)は西日本の頻度分布を示す。これらの図から、平均海面の変動傾向には地域的な特徴がみられるが、気圧あるいは海面水温については地域的な特徴はみられなかった。またこれらの頻度分布から判断すると、全体としては、気圧は降下傾向にあり、海面水温はほとんど変化しないか僅かな低下傾向を示している。

気圧に関しては、1 mbの気圧降下が約1 cmの水位上昇に相当しており、年平均気圧の変化率は+0.002~-0.014mb/年であった。これは最大でも100年間に1.4mb、すなわち1世紀の間に1.4cmの海面上昇に相当するもので、気圧の長期変動による海面上昇の長期変動への影響は小さいものと考えられる。

また、表層水温の年平均値の変化率に関しても上昇している地点、下降している地点とさまざまであるが、全般的にみると下降している地点が多い結果が得られている。しかしその変化率は0.02~-0.01℃/年であり、図-31の結果から算定すると、海面水温の変化が平均水位に及ぼす影響100年でも高々数cmである。ただし、表層水温の季節変動に関係する層厚と長期的な表層水温の変動に関係する層厚とは異なっていると思われる、図-31の結果がそのまま適用できないものと考えられる。しかし、図-27の結果から、最近20年間の我国周辺の表層水温の傾向はほとんど変化しないか僅かに下降気味であり、このことは、地球温暖化による海面上昇とは逆の傾向を示している。

次に、年平均海面の変動特性をみるために経験的固有関数による解析を実施した。海面上昇の問題に対して、経験的固有関数を平均海面のデータ解析として用いた例としてBarnett (1984)、あるいはAubrey & Emery (1983, 1986)などが挙げられる。この経験的固有関数とは主成分分析の一種で、ある時系列のデータを基本的なモードの関数の重ね合わせによって表現するものである(加藤・吉松, 1984)。すなわち、年平均海面は

$$\eta(x, t) = \sum_n C_n(t) e_n(x) \quad (6)$$

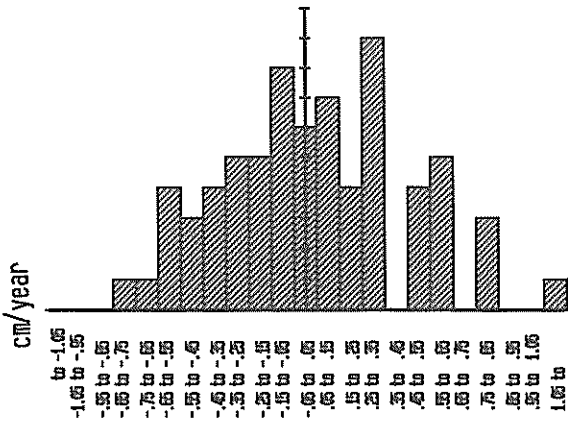


図-32(a) 年平均海面水位の変化率の頻度分布  
(観測点全体)

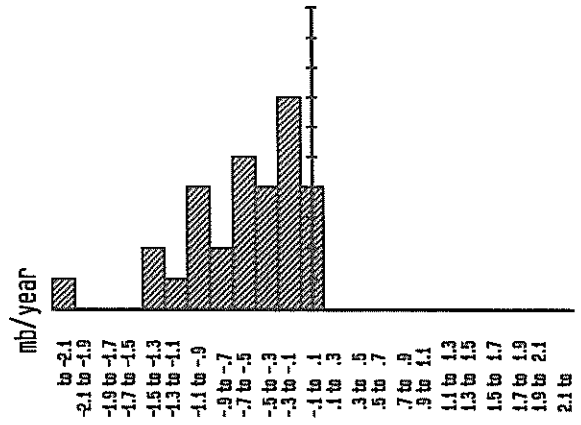


図-33(a) 年平均気圧の変化率の頻度分布(観測点全体)

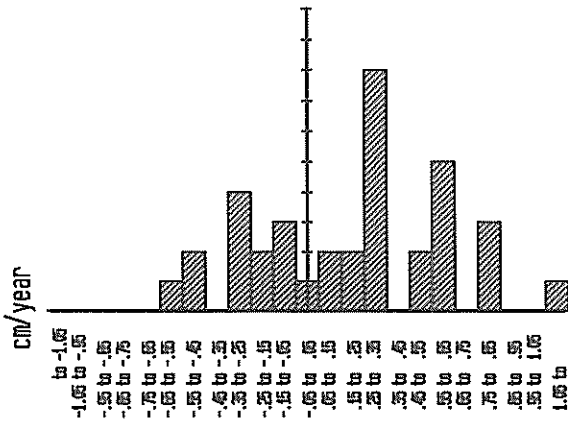


図-32(b) 年平均海面水位の変化率の頻度分布  
(東日本)

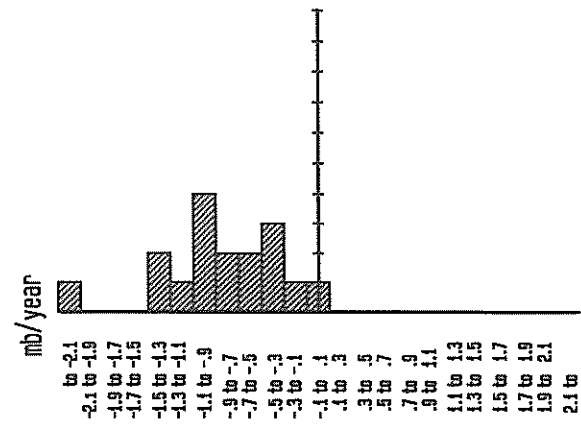


図-33(b) 年平均気圧の変化率の頻度分布(東日本)

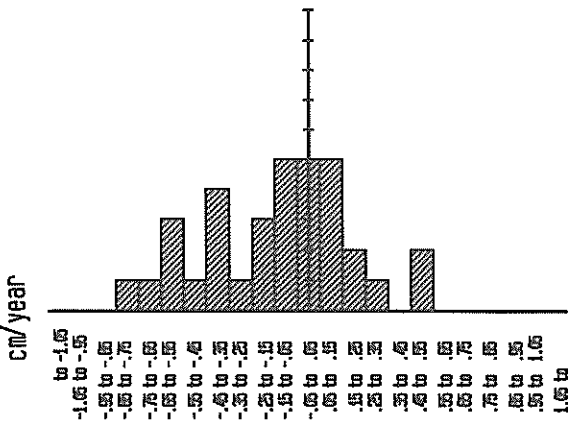


図-32(c) 年平均海面水位の変化率の頻度分布  
(西日本)

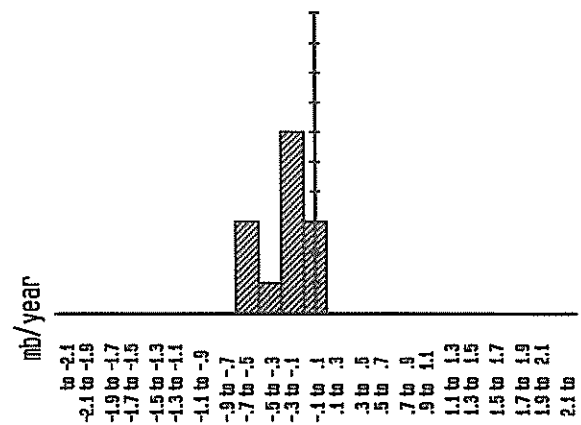


図-33(c) 年平均気圧の変化率の頻度分布(西日本)

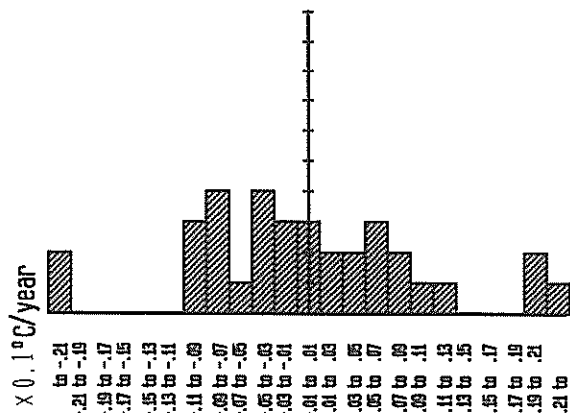


図-34(a) 年平均海面水温の変化率の頻度分布  
(観測点全体)

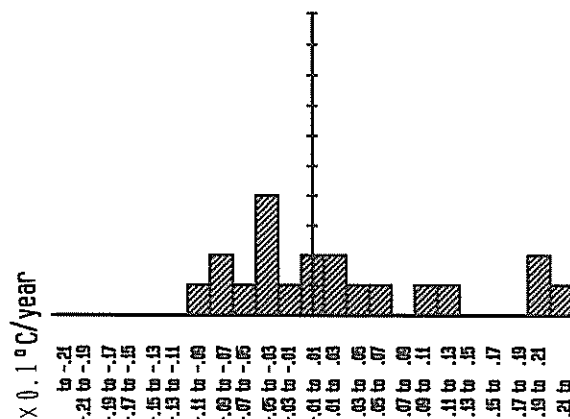


図-34(b) 年平均海面水温の変化率の頻度分布  
(東日本)

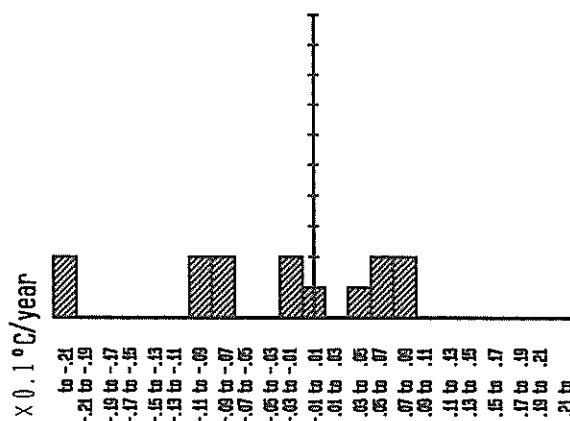


図-34(c) 年平均海面水温の変化率の頻度分布  
(西日本)

で表される。ここに、

- $\eta(x, t)$  : 年平均海面 (cm),
- $C_n(t)$  : 第nモードの海面変化の振幅を表す時間関数 (cm) ( $n = 1, 2, \dots$ ),
- $e_n(x)$  : 第nモードの基本モード関数 ( $n = 1, 2, \dots$ ),
- $t$  : 年,
- $x$  : 測点

である。ここで、基本モード関数 $e_n(x)$  ( $n = 1, 2, \dots$ )はお互いに直交する関数である。この $e_n(x)$ は、年平均海面のデータから形成される $a_{ij}$ を要素とする相関行列 $A$ の固有ベクトルとして求めることができる。すなわち、

$$Ae_n = \lambda_n e_n \quad (7)$$

$$a_{ij} = \frac{\sum_t (\eta(i, t) - \bar{\eta}_i) \cdot (\eta(j, t) - \bar{\eta}_j)}{n_t \cdot n_x} \quad (8)$$

の関係を満たす。ここに、

- $A$  : 年平均海面から形成されるマトリックス,
- $\lambda_n$  : マトリックス $A$ の固有値,
- $a_{ij}$  : マトリックス $A$ の要素,
- $\bar{\eta}_i$  : 測点 $i$ での年平均海面の平均値 (cm),
- $\bar{\eta}_j$  : 測点 $j$ での年平均海面の平均値 (cm),
- $n_t$  : データの観測期間,
- $n_x$  : 観測地点数

である。また時間関数 $C_n(t)$ は、基本モード関数 $e_n(x)$ の直交性から

$$C_n(t) = \sum_{x=1}^n \eta(x, t) \cdot e_n(x) \quad (9)$$

で求めることができる。

収集されたデータから観測期間が30年以上のものに限定して、上記で述べた経験的固有関数による解析を行った。観測期間を30年以上に限定したために、観測地点が青森を除いて中部から西日本の太平洋岸と瀬戸内海の各地に限られた。

図-35に示すのは第一モードの固有ベクトル $e_1(x)$ と時間関数 $C_1(t)$ の結果である。第一モードの寄与率は45.2%で約半分の情報を集約している。時間関数 $C_1(t)$ は、1970年を境に前半が負で後半が正の単調増加あるいは減少の関数となっている。したがって、固有ベクトル

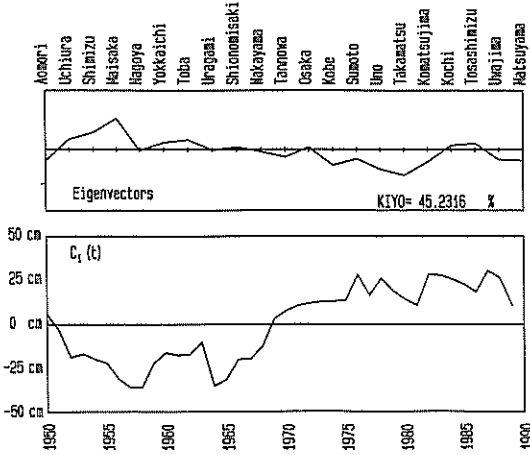


図-35 第一主成分の固有ベクトルと時間関数 $C_1(t)$

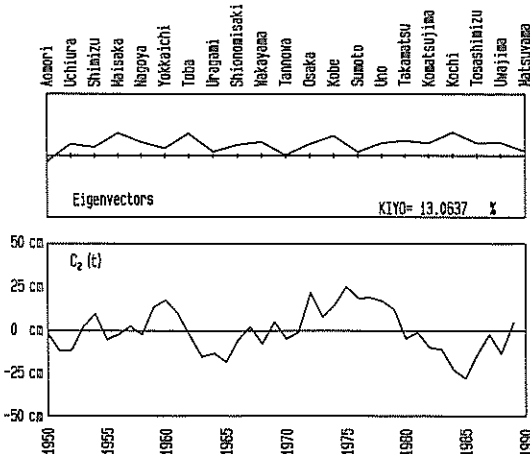


図-36 第二主成分の固有ベクトルと時間関数 $C_2(t)$

が正の地点は平均海面の上昇傾向を示し、負の地点は降下傾向を示している。この結果は、図-23に示した最小自乗法による回帰直線によって求めた年平均海面の変化傾向と一致する。このことから、第一モードは図-23に示すような年平均海面の上昇速度または下降速度を表した特性値と考えることができる。

第二モードの結果を図-36に示す。寄与率は13.1%で大きくはない。しかし、この固有ベクトルをみるとほとんど全測点で正の値を示している。このことは、各測点の平均海面が全体的に上昇あるいは下降するモードを示している。第二モードの時間関数 $C_2(t)$ をみると16~18年の周期で振動していることがわかる。この原因については、黒潮の蛇行等による海流の変化が平均海面に及ぼす影響、あるいは太陰の昇降点の運動に基づく潮汐の18.6年周期の運動に関連する影響等の可能性を考えることが

できる。

経験的固有関数を適用した解析結果から、第一モードと第二モードの時間関数の変化をみると、1960年~1975年の15年間の変化傾向と1975年~1990年の15年間の変化傾向が異なることがわかる。前半の15年間は、第一モードは平均海面の変化率（上昇速度あるいは降下速度）が大きいことを示し、第二モードは平均海面の上昇の傾向を示している。しかし、後半の15年間は第一モードはほとんど変化はなく、第二モードは水面降下の傾向を表している。この結果を確かめるために、各々の観測点での潮位記録を1960~1975年の15年間、1975~1990年の15年間に限定して最小自乗法により年平均海面のトレンドを求めた。その結果を表-7に示す。またその結果を図-37に示す。いくつかの例外はあるが、全般的には前半の15年間のほうが海面上昇のトレンドを示し、後半の15年間では

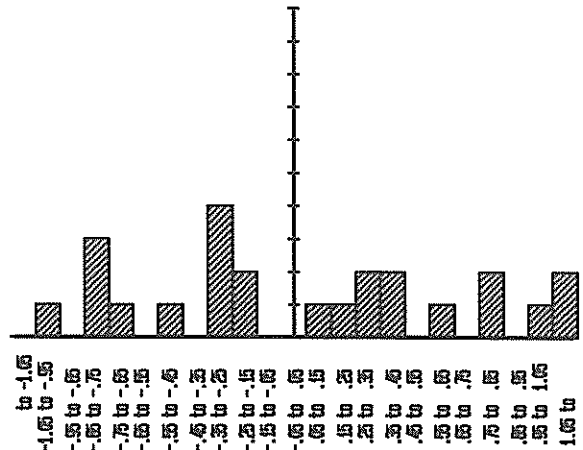


図-37(a) 年平均海面水位の変化率の頻度分布 (cm/年) (1960-1975)

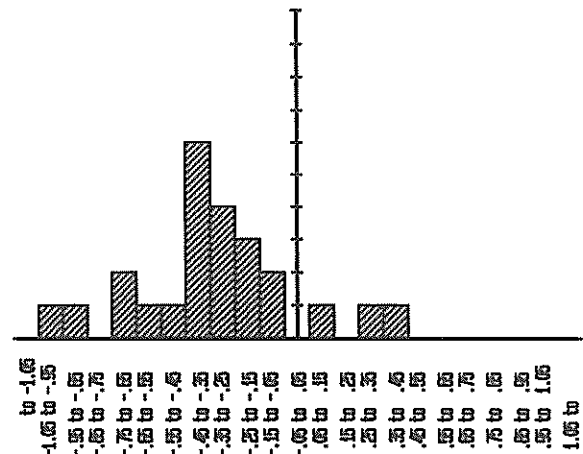


図-37(b) 年平均海面水位の変化率の頻度分布 (cm/年) (1975-1990)



海面降下のトレンドを示している。このように経験的固有関数を用いることにより、長期的な変動傾向の時間的な特性を求めることができる。

ここで、海流の海面水位に及ぼす影響について考察す

表-7 年平均水位の変化率 (全体, 前半, 後半)

測点	全期間	前半	後半
青森	-0.50	-0.78	-0.18
横浜	-0.29	-0.27	-0.25
内浦	0.28	0.79	-0.32
清水	0.57	0.80	0.39
御前崎	0.51	1.02	0.14
舞阪	0.78	1.88	-0.18
名古屋	-0.09	0.16	-0.21
四日市	0.20	0.15	0.34
鳥羽	0.35	0.36	-0.45
浦神	-0.14	0.31	-0.13
潮岬	-0.03	0.44	-0.13
和歌山	-0.13	0.34	-0.37
淡輪	0.55	-0.20	-0.43
大阪	-0.08	-0.15	-0.89
神戸	0.51	-0.08	-0.63
洲本	-0.13	-0.28	-0.38
宇野	-0.57	-1.00	-0.67
高松	-0.57	-0.71	-0.28
小松島	-0.37	-0.34	-0.31
高知	-0.01	1.15	-0.97
土佐清水	0.12	0.63	-0.36
宇和島	-0.33	-0.48	-0.36
松山	-0.39	-0.28	-0.38
荊田	-0.61	-0.84	-0.67

る。黒潮の流路の変動と日本列島太平洋岸の平均海面の変動との関連は海洋学者によって古くから議論されている。例えば、黒潮の蛇行が発生すると中部地方から西の太平洋側の各地で平均潮位が上昇することが知られている。これは、黒潮の蛇行にともなって形成される冷水塊の岸側で岸に沿って南西あるいは西向きの流れが発生し、コリオリの力によって沿岸部の水位が上昇すると説明されている(永田, 1981)。気象庁の異常気象レポート(1989)によると、1959~1963年および1975~1980年に黒潮の大蛇行は起こっており、この時期は第二モードによる水位変化のピークから水位降下の時期に相当している。また、図-38に示すのは、黒潮の蛇行の時期と浦神と潮岬との月平均潮位の差との関連を求めたものである。図-38には、黒潮の蛇行期間を矢印で示している。これらの図を比較すると、黒潮の蛇行期(1953-55年, 1959-63年, 1975-80年, 1982-84年, 1986-88年)は浦神の水位の高い時期に一致しており、従来から言われているように、潮岬と浦神の水位差の変化が黒潮の流路あるいは黒潮の蛇行期のよい指標となることがわかる。しかし、海流と沿岸水位との関係も簡単なものではなく、いろいろな要素が絡まっており、現時点では明確ではない。

6. まとめ

我国沿岸の潮位データの整理を行い、長期的な平均海面のトレンドを求めるとともに、月平均海面の季節変動の特性とその要因についての検討を行った。本研究により以下のことが明らかになった。

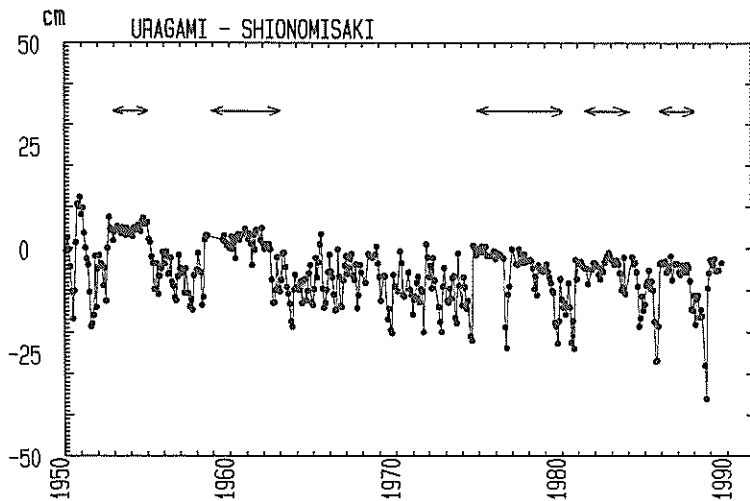


図-38 浦神と潮岬の月平均潮位の差 (矢印は黒潮の蛇行期間)

- (1) 今回収集したデータの解析結果によると、年平均海面の変動は、平均的にみると、中部から東日本の各測点では1.5mm~1.8mm/年の上昇を示し、西日本の各測点では1.0mm/年の下降の傾向を示している。これらの値は、地盤高さの変動による見かけの海面変動を除去して求めたものであるが、現段階においてはその精度に限界があり、今後、信頼できる絶対水位を確定することにより確認する必要がある。
- (2) 年平均気圧と年平均表層水温の変化を全測点の平均値から求めると、それぞれ 0.005mb/年の降下、および 0.002°C/年の減少傾向となる。これらの値は、海面の長期変動に及ぼす影響としては直接対応しない。
- (3) 我国沿岸の平均海面の長期的な変動特性についての以上の解析結果からは、地球温暖化による海面の明らかな上昇傾向は確認されなかった。
- (4) 月平均海面の季節変動に対する月平均気圧の季節変動ならびに月平均海水温度の季節変動の寄与率は、それぞれ、ほぼ  $1/3$ 、 $2/3$  と推定される。また、月平均表層水温 1°C の上昇は月平均海面約 1.1cm の上昇に相当する。
- (5) 経験的固有関数を適用すると、年平均海面の変動は、最も大きな変動を表す第一モードとしての平均海面の長期的な上昇速度あるいは降下速度の特性と、次に大きな第二モードとしての観測点全体の平均海面の周期的な上下運動の特性を示す関数とによって表すことができる。このように、平均海面の変動特性の解析に経験的固有関数が有効である。

なお、地球温暖化にともなう海面の絶対高さの上昇の問題を論じる際には、長期間にわたる精度のよいデータが必要であり、また地盤変動に起因する海面変動の影響を取り除いた解析が必要である。本研究において、各測位観測点の観測基準面とTPとの関係を整理し、地盤高さの変動の影響を取り除く努力を行った。しかしながら、東日本と西日本とで平均海面の長期的変動の傾向に異なった結果が得られているのは、解析に用いた平均海面の補正データが依然地殻変動による影響成分を残しているものと判断される。地球全体のプレートの移動、あるいは日本列島の地殻変動の複雑さを考慮すると、地盤の絶対高さの決定には難しい問題がある。人工衛星などの活用によるジオイドの観測から海面の絶対水位を観測する手法を確立することが緊急の課題である。

地球環境問題は、人類の活動が地球規模の環境に影響を及ぼす問題であり、化石燃料の大量消費等生活様式の変革をもたらし可能性のある重要な問題である。ここ

では、地球温暖化にともなう海面上昇の問題について考慮したが、大切なことは地球温暖化を防止することであり、地球環境保全である。しかし、現実に海面上昇の問題が生じてきたならば、それに対する対策も十分に考慮する必要がある。このようなことから、平均海面の長期的な予測・監視に必要な長期間にわたる潮位観測は、地味ではあるが非常に重要なことである。

最後に、本研究の実施において、北海道開発局、第一港湾建設局、第二港湾建設局、第四港湾建設局、神戸海洋気象台、海上保安庁等関係各機関からのデータの提供を受けた。ここに、関係各機関の関係者に深く感謝いたします。本研究は環境庁の地球環境総合研究推進費によるものであり(研究代表者:細川恭史港研海水浄化研究室長)、当所において検討委員会がもたれた。これらの各委員にも深く感謝いたします。また、本報告をまとめるに際し、当所の堀江 毅海洋水理部長に多くの指摘および有益な示唆を受けた。さらに、経験的固有関数による解析プログラムは当所の加藤一正水工部漂砂研究室長の開発したものを用了。ここに深く感謝致します。

(1992年6月29日受付)

#### 参考文献

- 赤瀬川良治(1990):海面水位の上昇による港湾・海岸への影響と対策、みなとの防災、第105号、p.28-34.
- 岡田正実(1988):平均潮位の長期変動、第37回気候問題懇談会、pp.41-71.
- 海上保安庁(1983):日本沿岸潮汐調和定数表、書誌第742号、172p.
- 海面昇降検知センター(1986):日本列島沿岸の年平均潮位とそのグラフ、明治27年~昭和60年、国土地理院、62p.
- 加藤一正・吉松 晃(1984):三次元の経験的固有関数による深浅図解析法、港研報告、第23巻2号、pp.27-47.
- 気象庁(1989):異常気象レポート'89、pp.256-259.
- 建設省土木研究所(1991):地球温暖化影響調査報告書一潮位、波浪、海浜地形の長期変動に着目して一、土研資料第3034号、99p.
- 小長俊二(1983):海面水温の変動について、海と空、第58巻、第2~3合併号、pp.61-70.
- 庄司大太郎(1954):日平均水位と海況の変動について(第1報)、水路要報、No.14、pp.17-25.
- 田中正之(1989):温暖化する地球、読売科学選書23、45p.

- 田辺弘道・橋本英資・上嶋英機(1987) : 平均水位の変化の潮汐調和定数に及ぼす影響—M<sub>2</sub>潮に關しての瀬戸内海大型水理模型による検討—中国工業技術試験所報告—, No.28, pp.43-47.
- 津村建四朗(1963) : 日本沿岸の平均海面およびその変動の研究( I )—潮位変化の地域分布—, 測地学会誌, 第9巻2号, pp.49-90.
- 永田 豊(1981) : 海流の物理, 海の中の風と嵐, プルーバックス, 講談社, 120p.
- 村上和男(1981) : 最小自乗法による潮汐・潮流の調和分解とその精度, 港湾技研資料, No.369, 38p.
- Aubrey, D.G. and K.O. Emery (1983) : Eigenanalysis of recent United States sea level, Continental Shelf Research, Vol.2, No.1, pp.21-33.
- Aubrey, D.G. and K.O. Emery (1986) : Relative sea levels of Japan from tide-gauge records, Geological Society of America Bulletin, Vol. 97, pp.194-205.
- Barnett, T.P. (1984) : Estimation of "global sea level change : a problem of uniqueness, J. Geophys. Res., Vol.89, No.C5, pp.7980-7988.
- Gornits, V. and S. Lebedeff (1987) : Global sea level changes during the past century. In : Sea-level fluctuation and coastal evolution, SEPM Special Publication No.41, pp.3-16.
- Hoffman, J.S., D. Keyes and J.G. Titus (1983) : Projecting future sea level rise, methodology, estimates to the year 2100, and research needs, U.S. Environmental Protection Agency, Rep. No.230-09-007, 121p.
- IPCC WG.1 (1990) : Policymakers summary of the scientific assessment of climate change, 27p.
- Isozaki, I. (1972) : Unusually high mean sea level in September 1971 along the south coast of Japan, Papers in Meteorology and Geophysics, Vol.23, No. 4, pp.243-257.
- Kawabe M. (1987) : Spectral properties of sea level and time scales of Kuroshio path variations. Jour. Oceanographical Soc. Japan, pp.111-123.
- National Research Council (1987) : Assessment of changes in relative mean sea level, Responding to changes in sea level, National Academic Press, pp. 24-30.
- Otsuka K. (1986) : Variability of the Kuroshio deduced from sea level data from the Izu Islands, Jour. Oceanographical Soc. Japan, pp.106-118.
- Unoki, S. (1983) : Annual variation of the mean sea level and its inclination in a bay, Coastal Eng. Japan, Vol.26, pp.219-234.