

SVD・熱収支解析による仙台湾周辺の長期間海水温環境

楊 燦 守*・田 中 仁**・沢 本 正 樹***・花 輪 公 雄****

1. はじめに

宮城県江ノ島付近の特徴的な水温変動特性として、5月の平均水温が12月の平均水温より低く、また江ノ島は仙台湾内の松川浦と田代島より北に位置するにも関わらず、冬の水面温度が高いことが挙げられる。

三陸沿岸や仙台湾海域はその沖合で諸水系が混合する地理的特徴を持ち、さらに陸地、大気、外洋との関連によって物理的な環境がきわめて短時間に変化する海域である。開放型湾である仙台湾周辺沿岸海域の大きな特徴の一つは、親潮、黒潮および津軽暖流の影響によって複雑な自然現象を呈していることであり、したがって仙台湾周辺の水温特性を考える上で、沖合海域からの影響、特にその影響に対する地形・地理的条件の役割を明らかにすることが重要である。しかし、今までの研究では地形的条件、大気および外洋環境を、総合的に考察した例はない。特に仙台湾周辺における水温の季節的変動特性は、十分に理解されてない。

そこで、これまで楊ら(1999, 2000a, 2000b)は短い時間スケールにおける現象や特徴を調べてきた。たとえば、冬には江ノ島が仙台湾より北に位置するにも関わらず、海水面温度(SST)が南側より著しく高い原因、冷害発生と外洋変動との関連性などが調べられた。また、外洋の中規模スケール(約200km程度)での変動特性が長く持続していることも分かった。

そこで、本研究では1994年から1999年の数年間(4年間以上)の沿岸水温と塩分の実測データ、気象資料および衛星データ(NOAA/AVHRR Ch.4)を用い、海水温環境における周期別変動特性を調べ、仙台湾海域の熱収支計算を通じて水温環境に及ぼす外洋と気象変動の影響を明らかにすることを目的とする。

2. 対象海域と使用データ

図一1は東北沿岸における4年間の平均海面水温

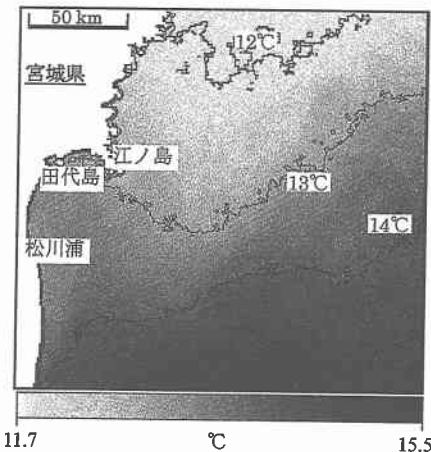
* 正 会 員 博(工) 地球観測フロンティア研究システム
** 正 会 員 工 博 東北大学大学院教授 工学研究科土木工学専攻
*** フェロー 工 博 東北大学大学院教授 工学研究科土木工学専攻
**** 理 博 東北大学大学院教授 理学研究科地球物理学専攻

(SST)を示す。同じ緯度では沖合の水温分布は、湾内部が外洋より高く、しかし、湾の南入口は南沖合および沿岸より低い。すなわち、研究域の南側は黒潮の影響によって沿岸から離れるほど水温は高く、中央部では湾から100km程度はなれているところは水温が低いという水平方向に緩慢なU字型である。北側は津軽暖流の影響が少なく親潮によって12℃前後の水温を示す。

本研究では、図一1に示す仙台湾を中心に宮城県と福島県の沿岸および沖合を対象として考察する。

1994-1999年に対して外洋の海況および気象変動が水温環境に与える影響および相互作用メカニズムを、①実測データの時系列解析および経験的直交解析(EOF解析)、②衛星データの特異値分解(SVD解析)、③仙台湾海域に対する表面フラックスおよび熱収支計算に基づいて調べた。実測データ解析では楊ら(2000a)の衛星画像EOF解析方法を実測データに適用し、風データに対しては成分に分離して地域別特性を調べた。

使用データは水温と塩分のデータ、およびAMeDASの風、日照時間、降水量データである。図一1に示すすべての地点で水温データが得られているが一時間間隔のデータは田代島と江ノ島でしかないのでその二つ場所での長期の解析が行われた。田代島と江ノ島ではこれに加え



図一1 東北沿岸における平均海面水温(4年間)と実測点

て塩分データも取得されている。衛星データとして、東北大学大型計算機センターの日本画像データベース (JAIDAS) から NOAA/AVHRR のチャンネル 4 (遠赤外域) データを利用した。

衛星水温データ解析では、1994 年 11 月から 1998 年 10 月までの期間中得られた AVHRR 水温画像から月平均画像を作って計 48 枚の画像データを用いた。それらによる長期間空間水温変動は、EOF 解析より効率的な SVD 解析方法で調べられた。SVD 解析は EOF 解析の場合に必要な共分散マトリックスが必要ではなく、計算されるマトリックスも直交関数解になるので、衛星画像などデータサイズが大きい場合有効であることが分かった。また、時間および空間的な変動成分を取るため、それぞれに対して解析を行った。

仙台湾海域に対する熱収支計算では、表面フラックスだけではなく、仙台湾内部の 14 地点における水温鉛直データを用いて熱収支の評価も行った。

3. 解析方法—EOF および SVD 解析

経験的直交関数解析 (以下、EOF 解析) はいろんな分野で使われてきた方法である。海岸工学では、Winant ら (1975) が提案した。EOF 解析では、データ ($D(x, t)$) を式 (1) のように表現できる。

$$D(x, t) = \sum_{n=1} a_n(t) F_n(x) \quad \dots\dots\dots (1)$$

ここに、 a_n : 固有ベクトル、 F_n : 固有関数、 n : モードである。使用するデータが衛星画像のように 3 次元の場合、データをピクセルの位置 x と時間 t に対する 2 次元の配列に変換すると式 (1) と同じである。そこには、一般に、2 つの方法がある。一つは一般に使われる方法で時間的な変動成分を取る時間の経験的直交関数解析 (時間 EOF) であり、もう一つは空間的な変動特性を分かるように空間の経験的直交関数解析 (空間 EOF) である。

データ数が少ない場合は、データの時間または空間平均を差し引いてから (楊ら, 2000b) 規格化した相関係数行列または分散・共分散行列を固有値・固有ベクトルに展開する方法が有効である。相関係数行列と共分散行列による EOF 計算結果を比較してみると、時間 EOF の場合は同じであり、空間 EOF の場合はお互い異なるが解析上問題はない。

データの容量 (例えば、衛星データ) が大きくなると計算に必要な容量が大きくなり、計算時間もかなり長くなる。楊ら (2000) はそのため 4×4 の平均値を求めてから計算する方法を取った。しかし、このようなやり方は全データの $1/16$ 平均であるため、元のデータをうまく表現できない。これらの問題点を解決する方法として、特異値分解 (Singular Value Decomposition, SVD 解析)

がある (Press ら, 1992)。

$D(x, t)$ は M (空間分布点数) $\times N$ (時間数) 次元を持つ行列 T で表わされ、式 (1) を次のように書き換える。

$$D = AB \quad \dots\dots\dots (2)$$

ここに、 $A: M \times I$ 行列、 $D: I \times N$ 行列、 I : EOF モード数である。 A と B は直交行列である。 $M \geq N$ の場合、データの共分散行列 C は、

$$C = DD^T \quad \dots\dots\dots (3)$$

であり、行列 C の固有ベクトル A と固有値を求めることができる。また、 B は A と D によって求められる。SVD 解析はつぎの関係を満たす。

$$D = ASV^T \quad \dots\dots\dots (4)$$

ここに、 $S: M \times N$ 行列、 $V: N \times N$ 行列で直交行列である。

$$AA^T = I = A^T A \quad \dots\dots\dots (5)$$

$$VV^T = I = V^T V \quad \dots\dots\dots (6)$$

また、式 (3) に式 (4) を代入すると次のようになる。

$$C = DD^T = ASV^T VS^T A = ASS^T A^T \quad \dots\dots\dots (7)$$

$$CA = AA \quad \dots\dots\dots (8)$$

ここに、 $A = ASS^T$ 。すなわち、式 (2) と式 (4) は同じであることが分かる。行列 S は A と同じサイズで n 個の要素の「特異値」のベクトルである。 C の対角要素は C の固有値と等しく、また、 C の固有値は S の特異値の 2 乗と等しい。 D が列数より行数のほうが多いと、結果求める A は非常に大きくなり、その列の大部分は、 S 中のゼロと乗算されるものになる。このような場合も、SVD 分解は、 $M \times N$ の A と $N \times N$ のと同じ大きさの V を作成し、時間的にも貯蔵スペース的にも節約される。

SVD 解析は、シングルステップ過程で共分散行列によるものより低い演算カウントやメモリ容量を使って計算できるので、データが大きくなっても簡単であることが分かる。また、本研究のように AVHRR データによる空間水温パターンの変動性を調べる空間 SVD 解析の場合 ($M=440, N=48$)、時間および空間平均を除いた方が空間変動の特徴をよく表す。

4. 解析結果と考察

4.1 衛星データの特異値分解 (SVD 解析)

図-2 は時間・空間 SVD 解析結果の固有値を 1 番目から 48 番目までの大きさ順に示す。総 SST 変動中第 1 と 2 モードで約 96% を説明する。したがって、ここで残りの成分は無視する。空間 SVD の最初二つのモードはそれより低い約 67% であった。

図-3 と 4 はそれぞれ時間・空間 SVD の第 1 モード空間固有関数と固有ベクトル (時間関数) を示す。時間 SVD 解析における Mode 1 では、固有ベクトルが 1 年周期で

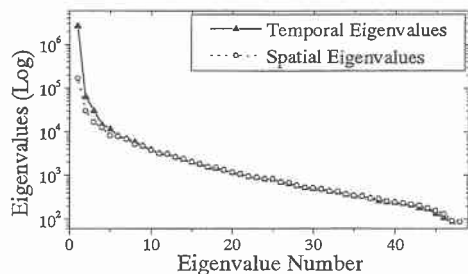


図-2 SVD 解析によるモード別固有値

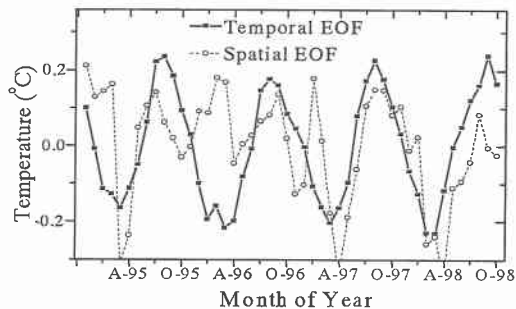


図-4 SVD モード 1 の時間変動成分 (V)

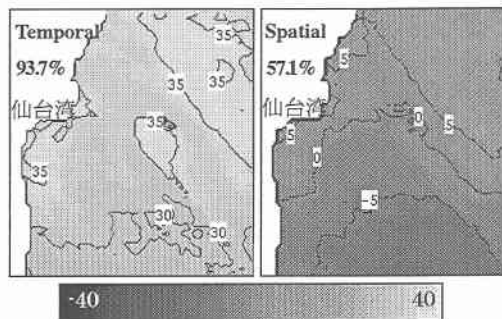


図-3 SVD 解析結果 (左: 時間 SVD, 右: 空間 SVD)

あり、全変動中約 93.7% を説明できる。Mode 1 の固有関数はすべて正の値を持ち、他の沿岸域と比べ仙台湾が若干高い。時間 SVD の第 1 モードは水温の季節変動を示す。

時間 SVD の Mode 2 (図省略) は約 2.2% で外洋条件の変動に伴う約 6ヶ月周期の変動を表す。固有関数は第 1 モードよりは小さい -10 から 10 までの値を持ち、仙台湾の緯度線を中心に南は負を、北は正を示す。これは空間 SVD の第 1 モードと同様である。

空間 SVD 解析の結果、Mode 1 は全変動中約 57% を説明でき、水温の空間的分布における特性を示す。また、固有関数から仙台湾の方が沖合と異なる空間変動をすることが分かる。すなわち、このモードは黒潮・親潮境界線の季節変動 (北南振動) と湾内部と沖合との振動が大きいことを表す。

空間 SVD の Mode 2 (図省略) は約 10% であるが固有関数による空間勾配小さい。牡鹿半島付近から沖合のところが負の値を持っていることが特徴である。移流の変動によるものであると考えられるがまだ解釈が難しい。

すなわち、仙台湾周辺の水温環境は外洋条件によって大きく左右され、仙台湾の入口を境界に SST は変動し、その振幅が大きいことが分かる。

図-5 は 48 枚の月水温平均場から求めた標準偏差図を示す。SST の標準偏差は仙台湾と三陸沿岸および沖合

が比較的に高い。また、黒潮続流が存在する福島沿岸や外洋は標準偏差が小さい。図で福島県沖合から牡鹿半島までの標準偏差が小さい 5°C バンド部分が見られる。すなわち、仙台湾の沖合から牡鹿半島・三陸沿岸までは水温変動が大きくないことが分かる。楊ら (2000b) は昇温期だけではなく降温期にも黒潮続流と津軽暖流がこの海域の海水温環境に大きな影響を及ぼしている可能性を示した。すなわち、このような海況条件によって標準偏差が小さいと考えられる。

楊ら (2000a, 2000b) によると、江ノ島周辺の水温は春より冬が高く、12 月の水温は南側より高いことは海流の変動特性と関連している。また、気温も水温と同じパターンを表すことが分かっている。

4.2 熱的内部境界層

図-6 は東北沿岸 (気仙沼、志津川、石巻、江ノ島) と内陸の米山での 1 日最低気温に対する 10 日間移動平均値の変化を示したものである。江ノ島の気温は水温のように 10 月から 3 月頃に高い傾向があり、米山や他の東北沿岸域と比べて、極めて高い。すなわち、津軽暖流または黒潮続流の影響が大きくなる南三陸沿岸に冬の北西季節風による熱的内部境界層 (TIBL) が発生していると考えられる。

ここでは、Venkatram (1977) が提案し、Hsu (1988) が実際に現場で使った次の式を用いて内部境界層 (IBL) を計算した。

$$h = \frac{U_*}{U_m} \left[\frac{2(\theta_{\text{warm}} - \theta_{\text{cold}})X}{\nu(1-2F)} \right]^{1/2} \dots\dots\dots (9)$$

ここに、 h : IBL の高さ、 U_* と U_m : IBL 内部の摩擦速度と平均風速、 ν : 気温低減率、 F : entrainment 係数、 X : 境界線からの距離、 θ_{warm} と θ_{cold} : 温度が高いところと低いところでの potential temperature。

この関係式から江ノ島の周辺での TIBL 高さを計算した結果、約 200 m に及ぶことが分かった。すなわち、冬期間中高い TIBL 発生によって江ノ島の水温と気温が他の場所より高く維持されることが考えられる。

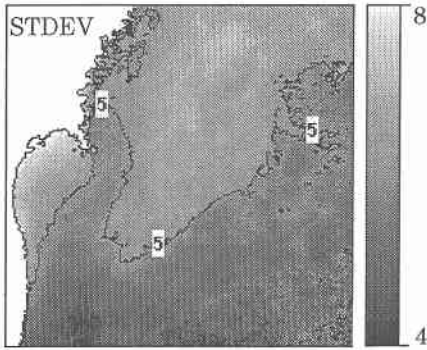


図-5 4年間の海面水温に対する標準偏差図

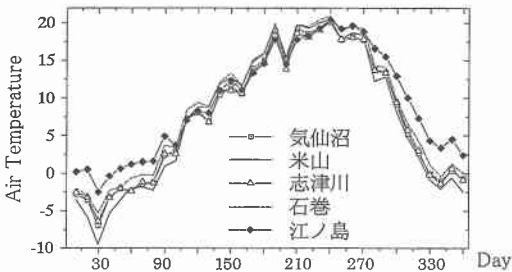


図-6 最低気温の10日間移動平均の比較

4.3 気象要素の長期変動特性

a) 田代島と江ノ島における SST

SSTの季節成分をフィットさせる方法を用いて長期変動解析を行った。

$$y(x, t) = A_0(x) + A_1(x) \sin \omega t + A_2(x) \cos \omega t + R(x, t) \quad \cdots \cdots (10)$$

ここに、 x と t はそれぞれ観測点と時間、 $\omega = 2\pi/T(x)$ 、 $A_1(x) = C(x) \cos \delta$ として $C(x)$ 、 $\delta(x)$ と $A_0(x)$ はそれぞれ sinusoidal 変動の振幅、位相、平均値であり、 $A_2(x) = -C(x) \sin \delta(x)$ 。また、 $R(x, t)$ は最小にすべき residual で、 $T(x)$ は 365.2422 days. 式 (10) を次のように書き換える。

$$\bar{y}(x, t) = y(x, t) - R(x, t) \\ = A_0(x) + C(x) \sin(\omega t - \delta(x)) \quad \cdots \cdots (11)$$

$R(x, t)$ の標準偏差は約 1.2°C であり、 $\bar{y}(x, t)$ の振幅が 6.7°C 以上であるので $\bar{y}(x, t)$ を季節変動成分とみなす。二つの場所で季節成分の平均寄与度 93% である。SST の季節変動における 1 年周期成分の最大値、平均、最小値はそれぞれ、江ノ島で 21.1°C、14.4°C、7.7°C、田代島で 23.2°C、15.0°C、6.8°C である。また、位相は差が小さいが振幅は場所によって大きく異なる(田代島で 8.2°C、江ノ島で 6.7°C)。

これらの原因として二つの要因が考えられる。一つは、湾の熱容量が小さいことであり、もう一つは外洋条件が

表-1 EOF モードの固有関数と平均値

Eigenfunction	田代島		江ノ島	
	Mode 1 (74%)	0.77	0.64	
	Mode 2 (26%)	-0.64	0.77	
Average (for over 30.0 psu)		32.43	32.86	

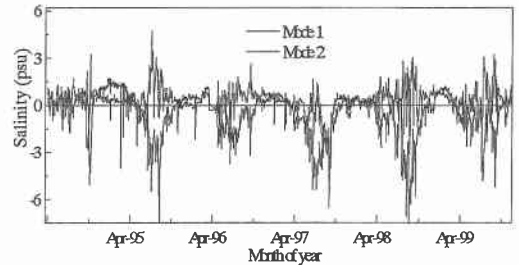


図-7 固有ベクトル (時間関数)

沿岸 SST 変動と深く関連しているという可能性である。後者に対しては、前節で説明した。

b) 田代島と江ノ島における塩分

研究海域の沿岸塩分は、水面の蒸発と川や雨からの淡水供給のみならず親潮および黒潮の流れパターンによっても変動する。塩分の季節成分を把握するためには式 (11) を適用するのは容易ではない。そこで、次のような EOF 方法 (式 (1)) を用いた。

$$Salinity(x, t) = A_0(x) + \sum_{n=1}^2 a_n(t) F_n(x) \quad \cdots \cdots (12)$$

ここに、 A_0 は塩分平均である。

塩分の EOF 解析結果、表-1 に第 1・2 モードの固有関数と平均値を、図-7 に固有ベクトル (時間関数) を示した。第 1 モードは約 1 年周期の季節変動で 74% である。第 2 モードは 26% である。第 1 モードの固有ベクトルは夏に最低値になり、第 2 モードとは反対ピークを表す。

c) 気温と風速

表-2 には式 (11) から求めた気温と風速の季節成分のフィットによる長期変動解析の結果を示した。季節変動で説明できる平均パーセンテージは 87% であり、SST との相関係数は 0.94 であった。場所別に見ると、江ノ島 (85%)、松川浦 (88%)、田代島 (90%) である。表-2 によると SST とは違う地域の特徴が表れており、北側の江ノ島での平均気温は田代島とあまり差がなく、振幅は他の場所よりかなり低いことが分かる。

風速の場合、季節変動成分が 18% 程度で低い。また、SST との相関係数も 0.48 以下である。また、江ノ島では位相と振幅が他の場所と異なる。

表-2 気温と風速の平均, 位相, 振幅

Station	平均 (A_0)		位相		振幅 (C)	
	気温 °C	風速 m/s	気温	風速	気温	風速
松川浦	13.3	2.2	Aug. 1	Feb. 6	11.0	-0.9
田代島	12.5	4.2	Aug. 2	Feb. 16	11.2	-0.7
江ノ島	12.6	4.1	Aug. 13	Jan. 22	9.6	-1.3

4.4 仙台湾海域の熱収支

楊ら (2000a) は 1995 年のみに対して熱収支を計算したがここでは 1994 年 11 月から 1998 年 10 月までの期間に対して計算を行った。図-8 は楊ら (2000a) が用いた方法から求めた海面の熱交換量および外洋との熱移流を示した。

海面での熱交換量を見ると、仙台湾の海面で熱の流入は春から夏に大きいが移流は春と冬に大きい。また、仙台湾は海面を通して正味熱を吸収する。重要な特徴は、1) 海面での年平均熱交換は正 (主に顕熱フラックスの差によって奥は 52 Wm^{-2} , 入口は 59 Wm^{-2})、2) 春から夏には正または弱い負の移流と 9 月まで海面熱吸収の増加、3) 冬になると海面での熱収支と移流も負になることである。したがって、このことは田代島の水温の季節変動と関係があると判断される。すなわち、これが仙台湾の水温が、夏には他の場所より高くなるが冬には低くなるという理由である。したがって、楊ら (2000b) のように仙台湾は牡鹿半島という地形的な原因によって影響を大きく受けていることが分かる。

5. おわりに

本研究では、1994 年から 1999 年まで外洋条件および気象要素の長期間変動と沿岸水温環境を調べた。仙台湾の松川浦、田代島、江ノ島における、水温、塩分、気温、風速に対して約 1 年周期の変動性を調べた結果、水温は平均 93%、気温は 87%、塩分は 74% であるが、風速は 18% で低かった。また、SST と気温との相関係数は高く (0.94)、短期間変動のような地域的特徴がよく表れている (気象要素の平均、位相、振幅など)。衛星水温データ解析では、EOF 解析より SVD 解析方法の効率が高かったため、48 枚の画像データを用いて長期間空間水温変動

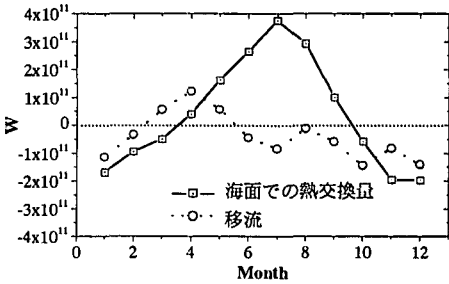


図-8 仙台湾の熱収支 (94.11 から 98.12 の平均)

調べた。Mode 1 は 1 年周期の季節変動を約 93.7% を説明できた。また、空間 SVD の固有関数から仙台湾の方が沖合と異なる空間変動をすることから、この海域では黒潮・親潮境界域の季節変動 (北南振動) と湾内部と沖合との振動が大きいことが分かった。仙台湾海域に対する熱収支計算結果にも見られるように外洋の影響は季節によって異なり、その結果、江ノ島の周辺では熱的内部境界層 (TIBL) が発生して冬の気温も南側より高くなると考えられる。

謝辞：本研究の調査を行うに当たり、福島県水産試験場および宮城県水産研究開発センターから貴重な資料を提供頂いた。ここに謝意を表す。

参考文献

楊 燦守・田中 仁・沢本正樹・花輪公雄 (1999): 仙台湾周辺海域水温環境に対する外洋・気象変動の影響に関する研究, 海岸工学論文集, 第 46 巻, pp. 1326-1330.
楊 燦守・田中 仁・沢本正樹・花輪公雄 (2000a): 仙台湾周辺の熱環境評価, 海洋開発論文集, 第 15 巻, pp. 135-140.
楊 燦守・田中 仁・沢本正樹・花輪公雄 (2000b): 降温期における仙台湾周辺の海水温度環境評価, 海岸工学論文集, 第 47 巻, pp. 1371-1375.
Hsu, S. A. (1988): Coastal Meteorology, Academic Press, pp. 120-130.
Press, W. H., Teukolsky, S. A., Vetterling, W. T., and Flannery, B. P. (1992): Numerical Recipes in C, Cambridge University Press, pp. 59-70.
Venkatram, A. (1977): A model of internal boundary-layer development. Boundary-Layer Meteorol., 11, pp. 419-437.
Winant, C. D., Inman, D. L., and Nordstrom, C. E. (1975): Description of Seasonal Beach Changes Using Empirical Eigenfunctions, J. Geophys. Res., Vol. 80, pp. 1979-1986.