

仙台湾蒲生干潟前面海浜の 中期地形変動に関する複素主成分解析

内山雄介¹・栗山善昭²

¹ 正会員 博士(工) 港湾空港技術研究所 海洋・水工部 主任研究官 (〒239-0826 横須賀市長瀬 3-1-1)

² 正会員 博士(工) 港湾空港技術研究所 海洋・水工部 漂砂研究室長 (〒239-0826 横須賀市長瀬 3-1-1)

仙台湾北部の蒲生干潟前面海浜(仙台湾南海浜)における中期地形変動特性を主成分解析および複素主成分解析によって検討した。約12年間の深淺測量データに対して両解析手法を適用し、種々の要因による地形変動パターンを分離することを試みた。その結果、蒲生干潟前面海浜における土砂の移動経路や変動周期等の諸特性を抽出することに成功するとともに、外力データとの対応を検討することによって、地形変動特性とそのメカニズムについて考察した。対象海域全体の地形変化に対しては、河口テラスの発達・衰退と北向き沿岸漂砂による防波堤基部の堆積域の形成およびその拡大というプロセスが卓越しており、次いで河川から沖合海域へ流出した土砂の岸向き輸送過程、岸沖漂砂による浅海域での土砂移動が寄与していることを明らかにした。

Key Words: geomorphology, complex principal component analysis, exposed sandy beach, river mouth, coastal lagoon

1. はじめに

仙台湾に注ぐ七北田川の河口域潟湖干潟である蒲生干潟は、渡り鳥をはじめとする豊かな生態系を育む貴重な空間であり、その保全が強く望まれている(例えば、栗原¹⁾)。蒲生干潟の生態系に影響を与えるものと考えられる干潟内の地形変化は、ラグーンと海洋を隔てるバリアー・アイランド上の越波によって大量の土砂が干潟内に運び込まれるために生じている可能性が高い(田中・山内²⁾)。また、蒲生干潟は河口部に位置するため、河口域に土砂が堆積して閉塞が生じた場合、塩分の低下によってラグーン内の水質環境が変化し³⁾、底生生態系にインパクトを与えることが危惧される。すなわち、ラグーン内の生態環境を保全するためには、バリアー・アイランドの維持と河口閉塞の抑制という二重の意味で、前面海浜の地形変動特性を把握しておくことが必要不可欠となるものと理解される。

七北田川、名取川、阿武隈川等の沖積作用によって形成された仙台湾の東端に位置する仙台湾沿岸は、南東方向に太平洋を臨む延長約60kmの海岸であり、このうち調査海域を含む宮城県仙台湾から福島県の松川浦に至る50kmの区間は砂浜海岸である。既往の研究によると、この砂浜域では北向きの沿岸漂砂が卓越するとされているが(佐藤⁴⁾、宇多⁵⁾)、仙台湾近傍では1968年以降の南防波堤の建設に伴って局所的な侵食が生じたことが知られており⁶⁾、その原因の一つとして防波堤からの反射波の影響が考えられている⁷⁾。そのため、1973年、1974年には養浜が行われ、1977年から1982年にかけて防波堤基部に延長250mの翼堤が建設された。また、仙台湾では水深約18m程度の沖合海域でも有意な土砂移動が生じて

いることが指摘されている⁸⁾こともあって、特に沖合海域を含めた広範囲での漂砂特性は解明されるまでには至っていない。

一方、仙台市内を流れる七北田川は、幹線流路延長45km、流域面積229.1km²の2級河川であり、仙台湾南防波堤から南西へ約2kmの地点で仙台湾に注いでいる。七北田川河口は、そもそも現河口位置より約1km北側にあったが、昭和40年代の仙台湾建設に伴い旧河口が締め切られ、現在の河口地形が形成された。その際に取り残された水域が蒲生干潟であり、現在でも河口閉塞がたびたび生じている⁹⁾。以上のことから、蒲生干潟前面海浜の地形変化に対しては、砂州の延伸や河口テラスの発達等に代表される河川からの土砂流出の影響、構造物周辺における沿岸漂砂の不均衡、沖合海域との土砂交換といった複数の要因が複雑に重畳して影響を与えているものと考えられる。

そこで本研究では、多くの因子が絡み合った仙台湾北部の地形変動特性を把握するべく、蒲生干潟前面海浜における約12年間の深淺測量データに対して主成分解析を適用し、様々な要因による地形変動の特徴を分離することを試みる。主成分解析は、経験的固有関数解析あるいは経験的直交関数解析とも呼ばれ、時間的に変動するスカラー量の空間分布データ(水深分布など)を、統計的に意味を持つ高々数個の有意なモードに分割することによって現象の特徴を抽出しようとする解析手法である。この解析方法は、気象学や海洋物理学に代表される地球物理学分野で広く用いられるとともに、海浜地形変動データに対しても多くの適用事例があり、その有効性が確認されている(例えば、Winant *et al.*¹⁰⁾)。さらに、近年海浜地形データに適用されつつある複素主成分解析は、地

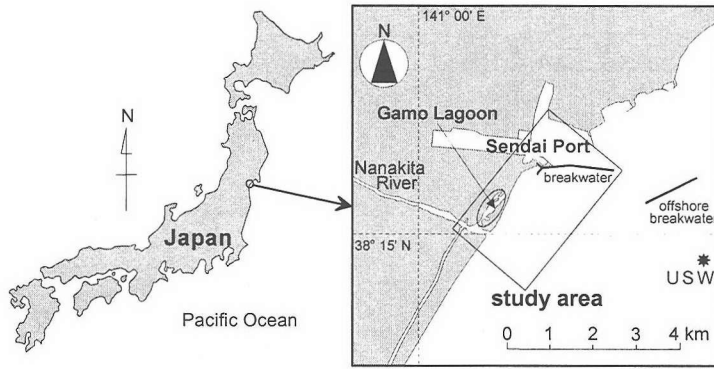


図-1 現地調査実施海域。宮城県七北田川河口右岸側より仙台湾南防波堤まで。深浅測量は1986年8月より約1年ごとに1998年8月まで13回実施。USWは塩釜港湾空港工事事務所・港湾空港技術研究所による沖波計測用の波高計設置位置を示している。

形変動の定在波成分だけではなく、進行波成分をも単一の固有関数で表現することができるため (Horel¹¹⁾, 北野ら¹²⁾), 沿岸域における土砂の移動問題に対して有効な解析手法となることが期待されている。

本研究ではモデル地形変動データへ主成分解析および複素主成分解析を適用した場合の基本的な特性を検討した上で、両者を蒲生干潟前面海浜の深浅データに適用した。そして、複素主成分解析によって特徴的な地形変動パターンを抽出するとともに、波浪データや河川流量データとの対応を検討することにより、地形変動特性とそのメカニズムについて考察したので、その結果について報告する。

2. 方法

(1) 深浅測量の概要

深浅測量は、国土交通省塩釜港湾空港工事事務所によって、1986年から1998年まで年1回の頻度で合計13回、毎年8月(1990年のみ9月)に行われた。図-1に示すように、仙台湾北部の七北田川河口右岸側から仙台湾南防波堤にかけての沿岸距離約3km、塩釜港工事基準面(D.L. = T.P.-0.84m) -18m強の沖合海域からD.L.+3mの後浜にかけての岸沖距離約2kmの範囲で深浅測量が実施された。水深データは、沿岸方向に50m間隔、岸沖方向に10m間隔でデジタルデータとして整理されている。水深データの鉛直座標系は、塩釜港のD.L.を基準面にして、そこから鉛直上向きに正と定義した。また、参照データとして、塩釜港湾空港工事事務所および港湾空港技術研究所による仙台湾沖水深20m地点の波浪データ(図-1中の「USW」地点)、および宮城県土木部による七北田川約15km地点の市名坂における流量データを使用した。

(2) 主成分解析の概要

得られた深浅測量結果に対し、主成分解析(Principal Component Analysis: 以下、「PCA」と表記)および複素主成分解析(Complex Principal Component Analysis: 以下、「CPCA」と表記)を適用した。主成分解析は、経験的固有関数解析(Empirical Eigenfunction Analysis)あるいは経験的直交関数解析(Empirical Orthogonal Function Analysis: EOF。複素の場合はCEOF)と呼ばれることもあり、時間的に変動する複雑なスカラー空間分布データ(この場合、海底地形変化データ)を、統計的に意味を持つ高々数個の有意なモードに分割することによって現象の特徴を抽出しようとする解析手法である。この解析方法は、予め指定した直交関数(三角関数)の重ね合わせとして現象を表現しようとするFourier解析等とは根本的に異なり、取得された地形の空間分布データマトリクス $h(x, y, t)$ の固有値問題を解くことにより、空間と時間に関する直交関数(固有関数) $e_n(x, y)$, $c_n(t)$ を「経験的に」決定する点に特徴がある。

PCAは、地球物理学分野で広く用いられるとともに(例えば、Horel¹¹⁾), 海浜地形変動データに対しても多くの適用事例があり(例えば、Winant *et al.*¹⁰⁾, Aubrey¹³⁾, Aubrey *et al.*¹⁴⁾, 加藤・吉松¹⁵⁾, Seymour¹⁶⁾), その有効性が確認されている。一方、CPCAは気象学分野で開発され(Wallace and Dickson¹⁷⁾), 地球物理学分野の様々なデータセットに対して適用できるように拡張されるとともに(例えば、Barnett¹⁸⁾), 海浜地形データ解析にも用いられつつある(Liang and Seymour¹⁹⁾, Liang *et al.*²⁰⁾, Bosma and Darlymple²¹⁾, 横木ら²²⁾, 栗山・李²³⁾, Ruessink *et al.*²⁴⁾, Kuriyama and Lee²⁵⁾, Kuriyama²⁶⁾, 栗山ら²⁷⁾)。CPCAは、変動の定在波成分だけではなく進行波成分も単一の固有関数で表現することができるため(Horel¹¹⁾, 北野ら¹²⁾), 沿岸域における土砂の移動問題に対して、特に有効な解

析手法となることが期待されている。

本研究では、まず、複数の測線上に分かれて平面的に分布しているスカラーの時系列データ $h(x', y', t)$ (今回の場合は平面的に取得された12年間分の水深データ。厳密には海底地盤高さデータ) を、測線を連結し1本の測線上のデータと見なすことにより、擬似的な平面データへの座標変換操作を施す。

$$h(x', y', t) \rightarrow h(x, t) \quad (1)$$

これは厳密な意味での3次元解析 (例えば, Kroonenberg and DeLeeuw²⁸⁾, Bosma and Darlymple²¹⁾) ではなく, いわば擬似的な3次元解析を行うことを意味するが, その妥当性については, 加藤・吉松¹⁵⁾ や横木ら²²⁾ によって確認されている。

さて, 本研究におけるCPCAではまず, 上記のように座標変換された $h(x, t)$ の Hilbert 変換 $\tilde{h}(x, t)$ を求め, $h(x, t)$ と $\tilde{h}(x, t)$ の和を取ることで, 複素水深 $H(x, t)$ を式 (2) のように新たに定義する。

$$H(x, t) = h(x, t) + i\tilde{h}(x, t) = H_{mn} \quad (2)$$

ここで, H_{mn} は x, t 軸方向に離散化された複素水深を表す。なお, $h(x, t)$ とその Hilbert 変換 $\tilde{h}(x, t)$ との間には以下のような関係が成立する。

$$h(x, t) = \sum_{\omega} \{a(x, \omega) \cos \omega t + b(x, \omega) \sin \omega t\} \quad (3)$$

$$\tilde{h}(x, t) = \sum_{\omega} \{b(x, \omega) \cos \omega t - a(x, \omega) \sin \omega t\} \quad (4)$$

すなわち, $\tilde{h}(x, t)$ は $h(x, t)$ の各スペクトル成分の振幅を変えず, 位相のみを $\pi/2$ 進めたものである。この操作によって得られる複素水深 $H(x, t)$ には, 物理的には, 変動そのものの情報に加えて, その位相情報が含まれているものと解釈される。

次に, 離散化された複素水深 H_{mn} の共分散マトリクス B を以下のように定義する。

$$B = [b_{jk}] = \frac{1}{N_x N_t} \sum_{n=1}^{N_x} H_{nj}^* H_{nk} \quad (5)$$

ここで, N_x, N_t はそれぞれ平面上の測点の数, 深淺測量された回数を, また, H^* は複素マトリクス H に対する共役複素マトリクスを表している。PCAが類似した方法で求められる水深 h の実対称相関マトリクスの固有値問題に帰着するように, CPCAは, この共分散マトリクス B の固有値問題に帰着する。すなわち, この行列の n 番目の固有値 λ_n および固有ベクトル $(u_n)_k$ を,

$$B \cdot u_n = \lambda_n u_n \quad (6)$$

と定義し, さらに,

$$(c_n)_k = \sqrt{\lambda_n N_x N_t} (u_n)_k \quad (7)$$

とすると, この $(c_n)_k$ と固有値 λ_n に対応したベクトル $(e_n)_j$ が以下のように定義される。

$$(e_n)_j = \frac{1}{\lambda_n N_x N_t} \sum_{k=1}^{N_t} (c_n)_k H_{jk} \quad (8)$$

このようにして求められた $(c_n)_k, (e_n)_j$ を用いることにより, 複素水深 $H(x, t)$ は以下のように変数分離された形式で表現される。

$$H(x, t) = \sum_n e_n(x) \cdot c_n(t) \quad (9)$$

ここで, 添字 n は各変量が元データの第 n 主成分であることを示しており, 固有ベクトル $c(t), e(x)$ はそれぞれ時間, 場所に関する複素数の直交関数 (固有関数) である。また, 各第 n 主成分の地形変化の全体に対する寄与率 r_n は, 固有値 (実数) と共分散マトリクス B のトレース (対角成分の総和) を用いて, 以下のように表される。

$$r_n = \lambda_n / T_r(B) \quad (10)$$

したがって, 式 (10) で定義される寄与率 r_n の大きいモードが, 対象海岸における「統計的に」有意な地形変化を表していることになる。通常は固有値 λ_n の大きい順に並べ換え, それぞれ第1モード, 第2モード, 第3モード... (あるいは単にモード1, 2, 3, ...) と呼ぶことが多いが, 本研究でも同様の呼称を用いる。

複素主成分解析 (CPCA) の最終的な結果が式 (9) のように表現されるのに対して, 通常の主成分解析 (PCA) の結果は式 (11) で表現される (例えば, 加藤・吉松¹⁵⁾)。

$$h(x, t) = \sum_n e_n(x) \cdot c_n(t) = \sum_n h'_n(x, t) \quad (11)$$

ここで, $c(t), e(x)$ はそれぞれ実数値を取る時間, 場所に関する直交関数であり, h'_n はPCAにより分解された第 n モードの h である。このように, PCAでは, 導出された直交関数の積を取ることで, オリジナルの変動データを各モードの変動データに分離して表現することができる。これに対して, CPCAによる表現式 (9) では, 変動データは複素値で表現されているため, モード毎に分離された変動データの特性を物理的・直感的に理解しやすくするためには, 式 (12) の操作によって実数デー

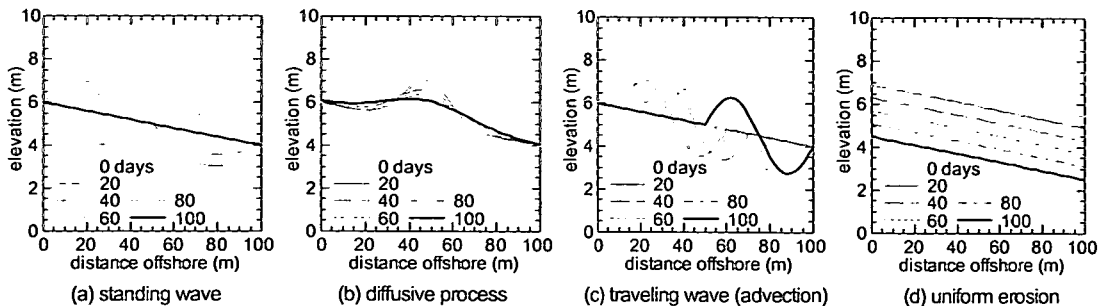


図-2 設定したモデル地形：100日間・20日毎の地形の重ね合わせ

タに再変換することが有効な手段となる (Horel¹⁹, Liang and Seymour¹⁹, 栗山ら²⁷)。

$$h(x,t) = \sum_n \text{real}\{e_n^*(x) \cdot c_n(t)\} = \sum_n h'_n(x,t) \quad (12)$$

ここに、 h'_n : CPCAにより分解されたモード n の h (実マトリクス)、 $e^*(x)$: $e(x)$ の共役複素マトリクス、をそれぞれ表している。つまり、PCAでは水深データの実対称相関マトリクスの固有値問題として導出された直交関数 (固有関数) $e_n(x)$ と $c(t)$ の単純な積の総和としてオリジナルの水深データが表現されるのに対して、CPCAでは、関数 $e(x)$ および $c(t)$ が複素値を取ることで、 $e(x)$ の代わりに $e^*(x)$ を用いて式 (12) を計算し、実部の総和を取ることによって、実際の地形データが再合成される。

なお、本研究では、加藤・吉松¹⁵と同様に、式 (1) で表現される座標変換を用いた平面解析を行うと同時に、式 (2) ~ (9) に示したように、 $c(t)$ の直交性を利用して、 $e(x)$ ではなく $c(t)$ の固有ベクトルを最初に求める方法を採用し、計算効率の改善を図っている。また、以下で用いる水深データは、D.L.を基準として鉛直上向きを正と定義されているため、実際には地盤高さの変動について解析を行うことになるが、変数名には h をそのまま使っている点に注意されたい。

(3) 主成分解析の特性

前節で述べたように、海浜地形変動データに対してCPCA (複素主成分解析) を適用した研究成果は幾つかあるが (例えば、Liang and Seymour¹⁹, 横木ら²², 栗山・李²³, 栗山ら²⁷)、海浜地形データへの適用性などの基礎的な特性については、北野ら¹²による理論的な検討例を除くと殆ど調べられておらず、十分に理解されているとは言い難い。そこで本研究では、単純なモデル変動地形データに対してPCAおよびCPCAを適用し、固有関数 $e(x)$ 、 $c(t)$ の挙動を調べることで、その基本特性の一端を精査することを試みる。

検討に用いるモデル変動地形データは、いずれも砂浜

海岸に典型的に見られる地形変動パターンを模擬したものであり、一様勾配斜面の海浜で生じる以下の4つの地形変化パターンである。すなわち、図-2にそれぞれ100日間の地形変動を20日毎に示しているように、(a) 岸沖方向の土砂移動に伴う「重複波の変動」、(b) 凸状地形がそのピーク値を低下させながら徐々に岸沖方向へ広がっていく「拡散過程」(ここでは拡散方程式の数値解を使用)、(c) 正弦波状地形がその形状を保持したまま一定速度で岸沖方向へ輸送される「移流過程」、(d) 全断面が時空間的に一様な侵食作用を受ける「一様侵食過程」、の4つである。

この4つのモデル変動地形に対して、PCAおよびCPCAを適用した結果を図-3に示す。ここでは、各地点における平均地盤高さを元のデータから減算した変動成分に対して解析を実施しているため、 $e(x)$ や $c(t)$ からは、一様斜面の形状は見かけ上現れなくなる点に注意されたい。

まず、重複波の変動 (図-2 (a) 参照) に対する結果を見ると (図-3 (a-1)~(a-4))、PCA、CPCAともにモード1の寄与率 r_1 が100%であり、単一のモードだけで時空間変動を表現することができていることが分かる。一方、拡散過程 (図-2 (b) 参照) に対する結果 (図-3 (b-1)~(b-4)) を見ると、モード1の寄与率はPCAでは95%、CPCAでは97%であり、これについても単一のモードで時空間変動をほぼ表現できていることが示されている。拡散現象は、Fourier級数展開 (三角関数) で表現する場合には無限項数を必要とするのに対して、PCA、CPCAではともに単一の固有関数で表現できる点は興味深く、これは、変動を代表する直交関数を「経験的」に求める本解析方法の大きなアドバンテージであるものと考えられる。

また、移流過程 (図-2 (c) 参照) に対する結果 (図-3 (c-1)~(c-4)) は他の3ケースとは若干様子が異なっており、PCAではモード1の寄与率が46%、モード2が38%と、この2つのモードの合計で全体の84%の現象を説明しているのに対して、CPCAではモード1の寄与率が83%に達している。このことから、土砂の移流過程に代表される進行波的な現象については、PCAでは単一モードだけでは十分に表現することができず、CPCAであれば単一のモー

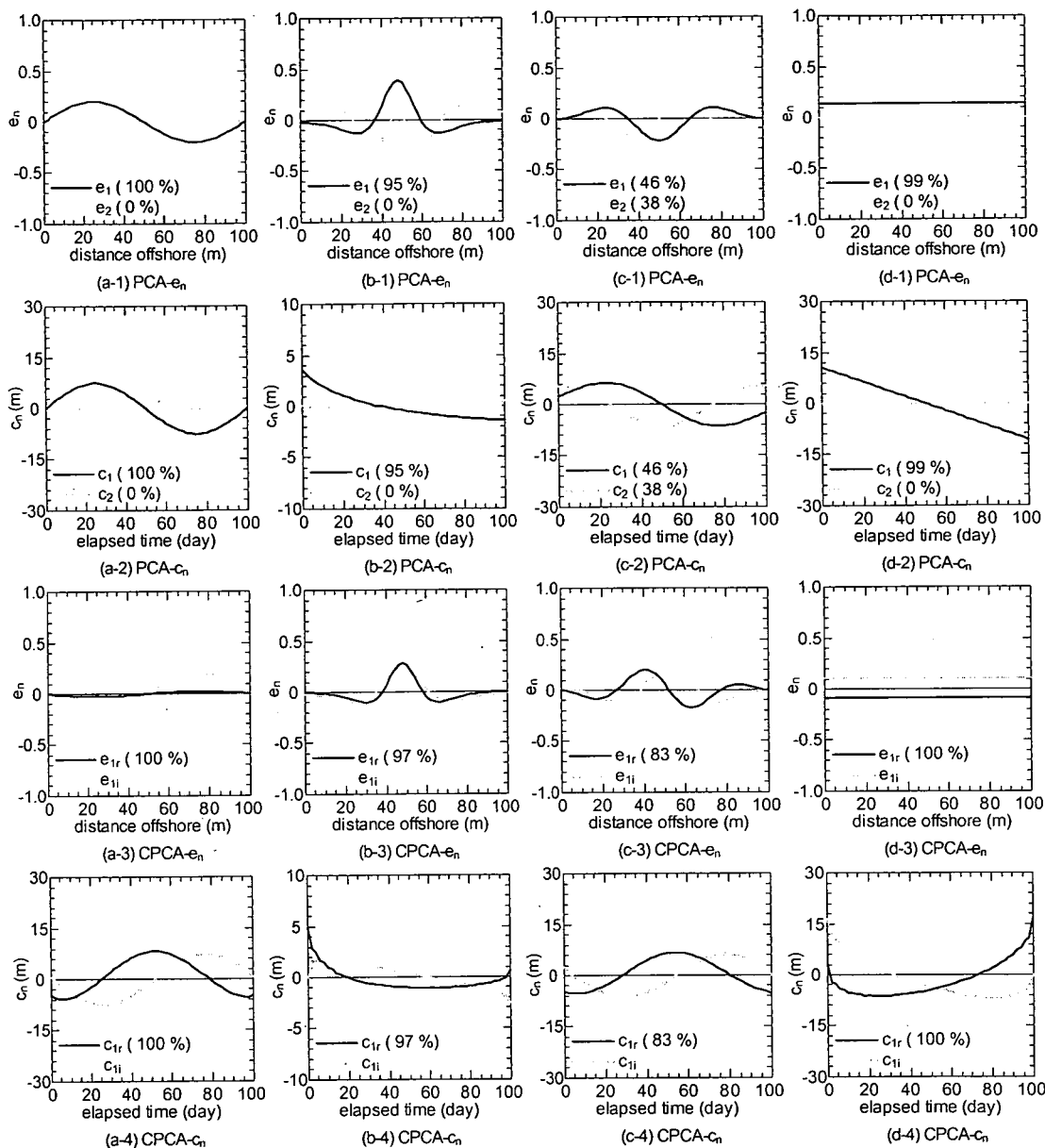


図3 モデル変動地形への主成分解析 (PCA), 複素主成分解析 (CPCA) 適用結果: PCA はモード1とモード2, CPCA はモード1の実部と虚部のみを表示しており, グラフ中カッコ内の数値は, 各モードの寄与率を%表示 (小数点以下は四捨五入) したものである. また, (a-1)~(a-4) は重複波的変動 (図-2 (a) 参照), (b-1)~(b-4) は拡散過程 (図-2 (b) 参照), (c-1)~(c-4) は移流過程 (図-2 (c) 参照), (d-1)~(d-4) は一様侵食過程 (図-2 (d) 参照), に対する計算結果である.

ドで表現することができる事が分かる. なお, PCAでは, 進行波の変動パターンは複数の重複波モード重ね合わせとして表現されているが, このことから, 進行波の現象に対してPCAを行う際には, 複数のモードにまたがって結果を照査しないと解釈を誤る危険があると言える.

ではCPCAが万能かという, 必ずしもそうではない.

一様侵食過程 (図-2 (d) 参照) に対する結果 (図-3 (d-1)~(d-4)) を見ると, PCA, CPCAともにモード1だけで現象を100%説明できており, PCAでは空間関数 e_n は一定, 時間関数 c_n は単調減少と, 一様侵食傾向が正しく表現されている. しかしながら, CPCAでは時間関数 c_n が単調減少しておらず, 実部・虚部ともに大きく歪んでいる様子が見て取れる. これは, Horel¹¹⁾ も指摘しているよう

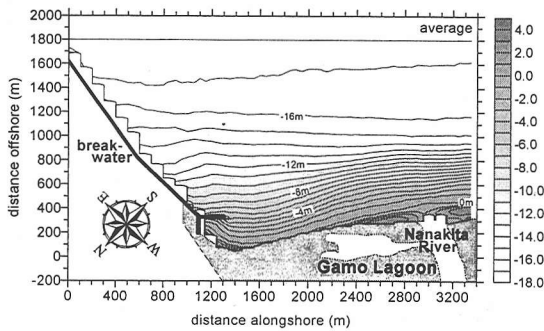


図4 平均水深 (コンター間隔: 1m)

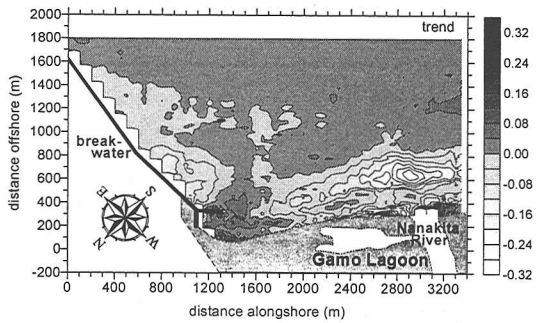


図6 水深変化のトレンド (コンター間隔: 0.04m/y)

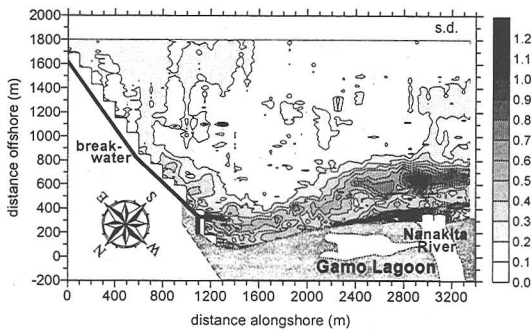


図5 水深変動の標準偏差 (コンター間隔: 0.1m)

に、オリジナルの実数データを複素化する際、虚部を導出するのにFourier級数展開をベースとしたHilbert変換を用いていることに起因する。つまり主成分解析は、三角関数のような直交関数を予め指定しないで、データから直交関数を求めようとするところに特徴を持つ解析手法であるが、CPCAの場合には複素データを作成する際に、周期性を仮定してオリジナルデータを一旦三角関数に級数展開しているということを認識する必要がある。実際の自然現象の中に、一様侵食過程のように極めて単調な現象、あるいは不連続な現象が存在する可能性は低いものと推測されるが、海浜地形データに対してPCA、CPCAを適用する際には、以上のような点に留意して解析・解釈を行う必要があると言えよう。

3. 結果

(1) 深浅測量結果

対象海域における1986年から1998年までの12年間の地形変化特性の特徴を調べるために、深浅データの平均値、標準偏差、トレンドを求めた (それぞれ図4~図6)。このうち図6のトレンドは、各測量地点における地盤高の時系列に対する最小二乗近似直線の傾きを示したものであり、正であれば海底地盤高さが増大することになるた

め堆積を、負であれば逆に侵食を表すことになる。例えばトレンドが0.1m/yであれば、その場所の海底地盤高さは毎年0.1mの速度で増大している (すなわち堆積している) ことになる。

図4を見ると、最沖部の平均水深は約18mであり、海浜の平均勾配は沖合海域を含めて1/100程度、そのうち前浜勾配は1/30程度であることが分かる。水深約10m以下の浅海域の等深線は概ね汀線に平行であるが、河口前面と比較すると防波堤周辺では等深線が沖側へ若干張り出しており、かつその間隔は疎になっている。この河口前面部は、図5の標準偏差を見ると対象領域の中で地盤変動レベルが最も大きくなっており、しかも図6のトレンドから、侵食が著しく進行している領域であることが分かる。また、図5および図6から、防波堤基部付近では、翼堤よりも沖側で侵食、岸側で堆積傾向にあることが見て取れる。これらの領域では地形変動の標準偏差が相対的に大きくなっているが、特に河口から蒲生干潟直前面にかけての海域では、水深4~10mの範囲 (距岸約150~400m) と4m程度以浅 (距岸約150m以下) では傾向がやや異なっており、前者は変動レベルが大きく侵食傾向にあるのに対し、後者は変動が少なく、場所によっては僅かに堆積傾向にある。さらに、河口部の水深0m以下の前浜から後浜にかけての領域では、左岸側で侵食、右岸側で堆積傾向にあり、特に左岸側では変動レベルも大きく、波浪条件や河口の開閉状況等に対応して汀線近傍の地形が激しく動いている様子が見て取れる。

次に、本海域を含む仙台湾沿岸域における底質の移動限界水深について検討する。まず、宇多ら⁵⁾は、七北田川河口より約25km南に位置する阿武隈川河口付近における深浅測量結果から、この海域の移動限界水深が約8mであると推定している。これに対して田中ら⁸⁾は、本海域より約10km南の名取川河口周辺における現地観測結果から、約18mという値を示している。本海浜における水深変動の標準偏差 (図5) を見ると、平均的には水深10m以浅で大きな標準偏差を示しているものの、南防波堤近傍では13~14m付近、河口前面では12~13m付近

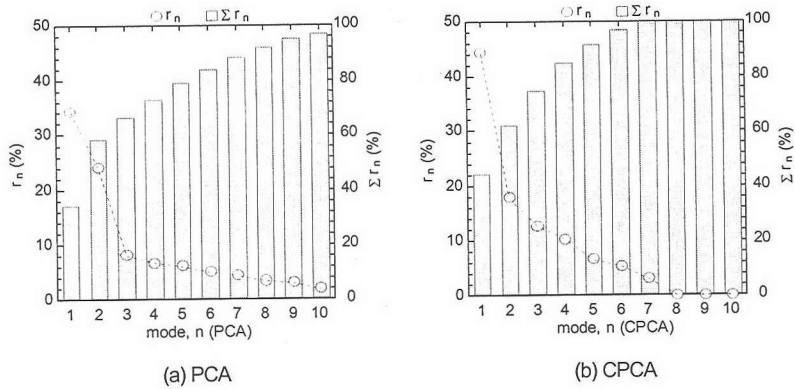


図-7 PCA, CPCA による各モードの寄与率 r_n (%)とその累積値 Σr_n (%)

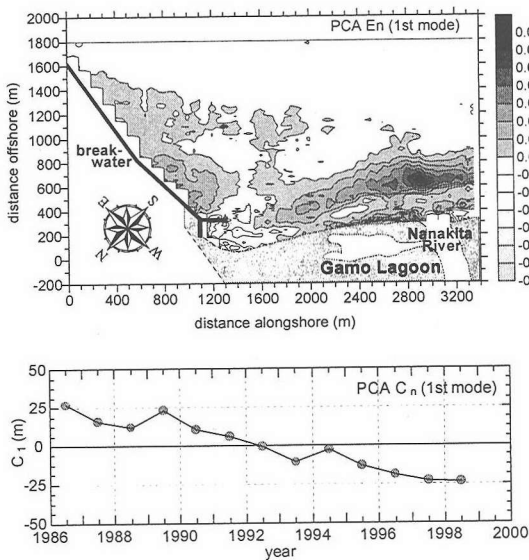


図-8 PCA によるモード1 (寄与率34.2%)の固有関数 e_n の空間分布 (上)と時間関数 c_n の時系列 (下)。

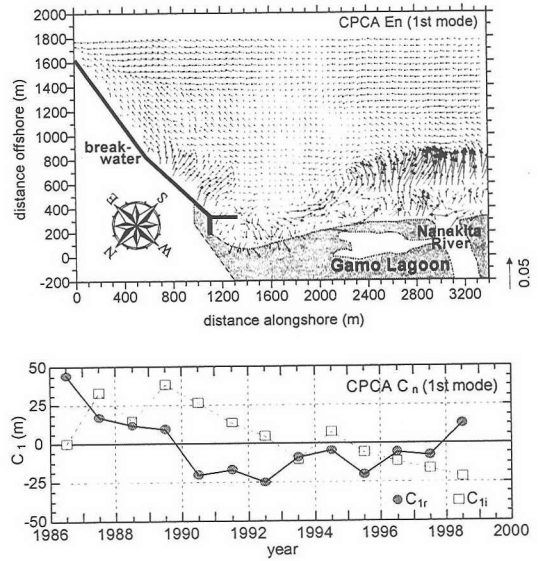


図-9 CPCA によるモード1 (寄与率44.3%)の複素固有関数 e_n の空間分布 (上)と複素時間関数 c_n の時系列 (下)。ベクトルは上向き:虚部, 右向き:実部 (以下同様)

まで大きな値を取っている。つまり、宇多ら⁹⁾よりも、田中ら⁸⁾の値により近い結果となっていると判断され、沖合海域を含んだ形で解析を進める必要があるものと考えられる。そこで本研究では、図-4~図-6の全範囲を解析対象領域とした。

(2) 主成分解析結果

以上のような海浜地形データに対し、PCAおよびCPCAを適用した。図-7はPCA, CPCAにおける各モードの寄与率 r_n およびその累積値 Σr_n を%で示したものである。モード1から3までの寄与率は、PCAではそれぞれ34.2%、24.1%、8.1%、CPCAでは44.3%、17.8%、12.6%であり、主要3モードだけで全体の変動の66.4% (PCA) および

74.7% (CPCA) を説明することができている。そこで以下では、この主要3モードについて検討を行う。

図-8と図-9はそれぞれ、PCAおよびCPCAを適用して得られたモード1の固有関数 e_1 の空間分布 (上)と時間関数 c_1 の時系列 (下)を示したものである。CPCAから得られる e_n と c_n はともに複素値を取るため、図-9以降のベクトル図では、複素平面表記に倣い、鉛直上向きに各関数の虚部を、水平右向きに実部を表すようなベクトルとして e_n を表示している。まず、図-8を見ると、海底地盤高さの変動に対して解析を行っているため、固有関数 e_1 がプラスの領域では、時間関数 c_1 が増加している期間は海底面上昇を表すことになるため堆積が、 c_1 が減少している期間は海底面の下降を表すことから侵食が、それぞれ

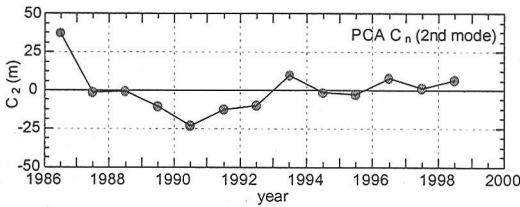
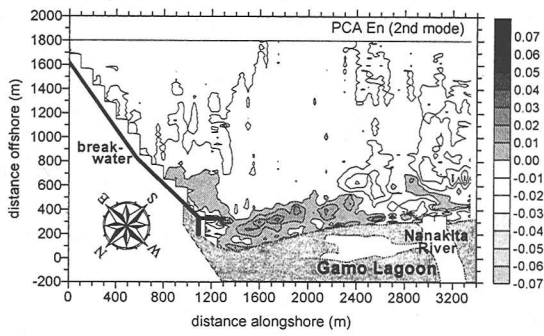


図-10 PCAによるモード2(寄与率24.1%)の固有関数 e_n の空間分布(上)と時間関数 c_n の時系列(下)。

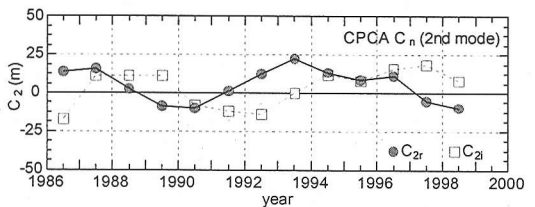
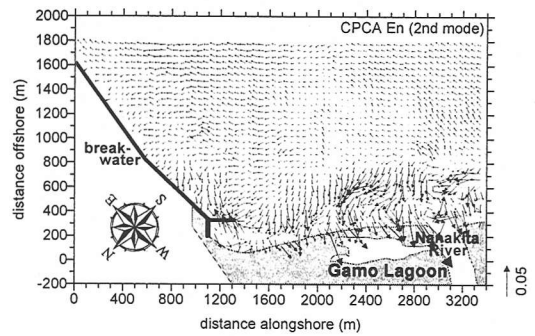


図-11 CPCAによるモード2(寄与率17.8%)の複素固有関数 e_n の空間分布(上)と複素時間関数 c_n の時系列(下)。

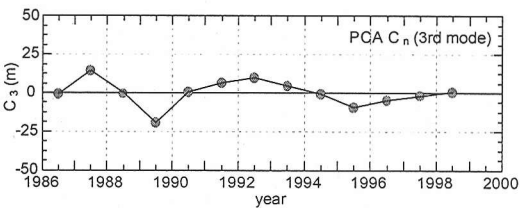
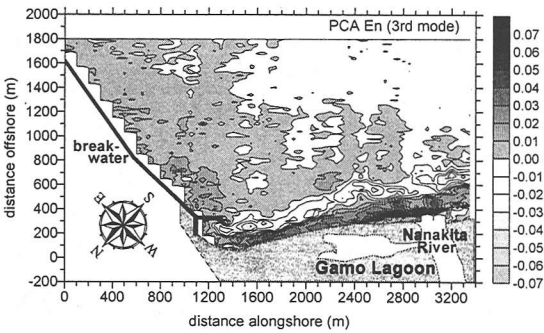


図-12 PCAによるモード3(寄与率8.1%)の固有関数 e_n の空間分布(上)と時間関数 c_n の時系列(下)。

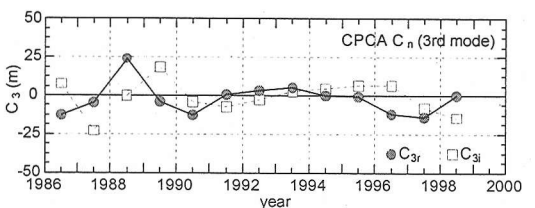
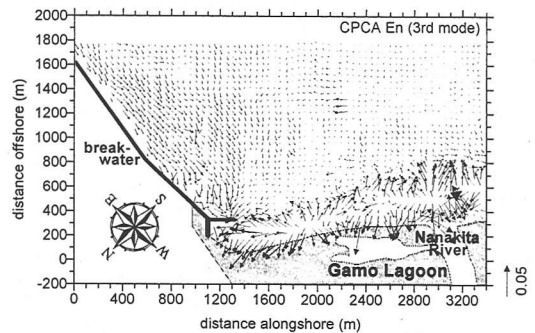


図-13 CPCAによるモード3(寄与率12.6%)の複素固有関数 e_n の空間分布(上)と複素時間関数 c_n の時系列(下)。

生じていることになる。つまり、PCAの結果は c_1 が長期的に減少していることを示しているので、 e_1 が負値を取る南防波堤基部では、長期的に堆積が生じていたことになる。

前述のように、この領域では1970年代から1980年代前半にかけては南防波堤の影響によって侵食が生じていたが(森下ら⁷⁾、図-8および図-6より、1982年に完成した翼堤の効果が現れ始め、その結果、1980年代後半からこ

の領域が侵食域から堆積域に転じたことが分かる。一方、七北田川河口前面およびその両岸領域では、 e_1 が正値を取ることから、短期的な堆積(1989, 1994年)が生じつつも、長期的には侵食が生じていることが分かる。これは、河口テラスが徐々に縮退していることを示すものと考えられる。また、南防波堤基部にある翼堤のやや沖側領域でも e_1 が正値を取っており、この領域も長期的な侵食傾向にあったものと推察される。以上の結果は、防波

堤基部の汀線近傍における堆積と、河口前面および翼堤沖部における侵食が同時進行的に生じていたことを表しており、PCAに特有の定在波動的な地形変動パターンが抽出されたものと判断される。なお、定義の関係で正負は逆ではあるが、図-8の e_1 と図-6のトレンドは極めて良く似た分布形状を呈している。

図-9は、河口域から蒲生干潟前面にかけての領域で e_1 ベクトルの絶対値が大きいなど、定性的な傾向についてはPCAによる e_1 分布(図-8)とかなり良い対応を示しているように見える。しかしながら、地形変化や土砂移動を議論するためには複素数同士の乗算を行う必要があり、図-9を一見しただけで物理的な解釈を加えることは一般に非常に困難である。

次にモード2の結果(図-10, 図-11)を見ると、CPCA(図-11)では河口域のやや北東側や浅海域で e_2 ベクトルの絶対値が大きいなどの傾向は見取れるが、PCAによる結果(図-10)との間には明確な対応関係は見られない。一方、PCAでは(図-10)、固有関数 e_2 の値は南防波堤基部から蒲生干潟前面にかけての砂浜域と、七北田川河口域では傾向が異なっており、時間関数 c_2 が減少する1986年から1990年にかけては、砂浜域では e_2 がプラスなので侵食が、河口部の大部分の領域では反対に堆積が生じており、時間関数が増加傾向に転じる1991年以降は両者の傾向が逆転することを表している。これは、あたかも河口域と砂浜域の間で土砂のやり取りがあつて、そのため沿岸方向に関して重複波動的な地形変動が生じているかのようなパターンである。このような傾向はPCAモード1にも同様に見られ、振動周期は若干異なるものの、モード1では河口域、防波堤基部、翼堤の沖側領域との間で定在波動的な地形変動が生じているように見える。しかしながら、このような複数のモードにまたがった重複波動的な変動は、2.(3)の移流過程に対する解析結果(図-3(c-1)~(c-4))に見られたように、実際には進行波動的な現象を2つのモードに分離して重複波動的な現象として表してしまった可能性を示唆している。これについては、次節において詳細に検討する。

また、CPCAモード1の時間関数 c_1 の虚部及び実部の変動傾向(図-9)は、それぞれPCAモード1(図-8)及びPCAモード2(図-10)の時間係数 c_1 の変動パターンと比較的によく似ている。ここでは示さないが、空間に関する固有関数 e_1 の虚部及び実部の変動傾向についても、 c_1 と同様にPCAモード1及びモード2の e_1 の変動パターンと類似の傾向が見られた。このように、CPCAモード1の固有関数と時間関数がPCAモード1および2のそれらと似ていることは、Kuriyama and Lee²⁵⁾、栗山ら²⁷⁾によっても示されている。

モード3の結果(図-12, 図-13)はモード1やモード2のそれとは大きく異なっており、防波堤基部から河口前面

までの沿岸方向に関してかなり広い領域において、PCA、CPCAともに汀線近傍の浅い領域における固有関数 e_3 の値が大きくなっている。PCAでは、汀線から100m~150m程度を境界として e_3 の符号が岸沖で異なっていることが良く分かる。加えて、時間関数 c_3 が5年程度の周期で正負が入れ替わるように変動していることから、これは岸沖方向へ比較的周期的に土砂が交互に移動するような現象を抽出したものと考えられる。CPCAモード3による e_3 、 c_3 の変動パターンもPCAモード3のそれらの変動パターンとよく似ており、PCAとCPCAのモード3は汀線近傍領域における岸沖漂砂に伴う土砂移動を捉えたものと推察される。

4. 考察

(1) 再合成地形の挙動

a) PCAモード1・モード2

主成分解析の結果から、PCAのモード1とモード2には防波堤基部と河口域における定在波動的な地形変化パターンが表れており、その固有関数および時間関数は、CPCAモード1のそれらの虚部、実部に比較的類似していた。このことから、実際には、河口前面と防波堤基部との間で沿岸方向の土砂移動が生じている可能性が示唆された。このような進行波動的な挙動は、CPCAであれば単一のモードで表現できるはずであるが、PCAでは手法上の制約により、モード1とモード2の2成分に分解されて表現されたものと推察される。そこで次に、このような進行波動的な挙動を単一のモードで直接記述することのできるCPCAによる計算結果から、式(12)を用いてCPCAのモード1~3による再合成地形データを算出し、式(11)によって求められるPCAによる再合成地形との比較を行う。まず、図-14はPCAモード1、モード2から求められる再合成地形データと、参考のためにオリジナルの地形データを、1986年から1998年まで時系表示したものである。なお、ここでは、地形変化の大きい領域(図-5参照)である岸近くの領域のみを切り出して表示するとともに、地形変化のパターンを見やすくするため、図-4に示される12年間の平均水深を各地形データから引いた変動成分のみを示している。ここで図-14では、白：平均水深よりも深い領域、グレー：平均水深より浅い領域を表しており、コンター間隔は全て0.2mである。

オリジナルの地形データ(図-14(a))からは、河口前面の水深が経年的に深くなる(グレー→白)ことや、数年サイクルで汀線近傍の水深が変動することなどが読み取れるが、様々な現象が重なり合つて図示されているため非常に複雑である。一方、PCAモード1による再合成結果(図-14(b))を見ると、南防波堤基部の翼堤付近では

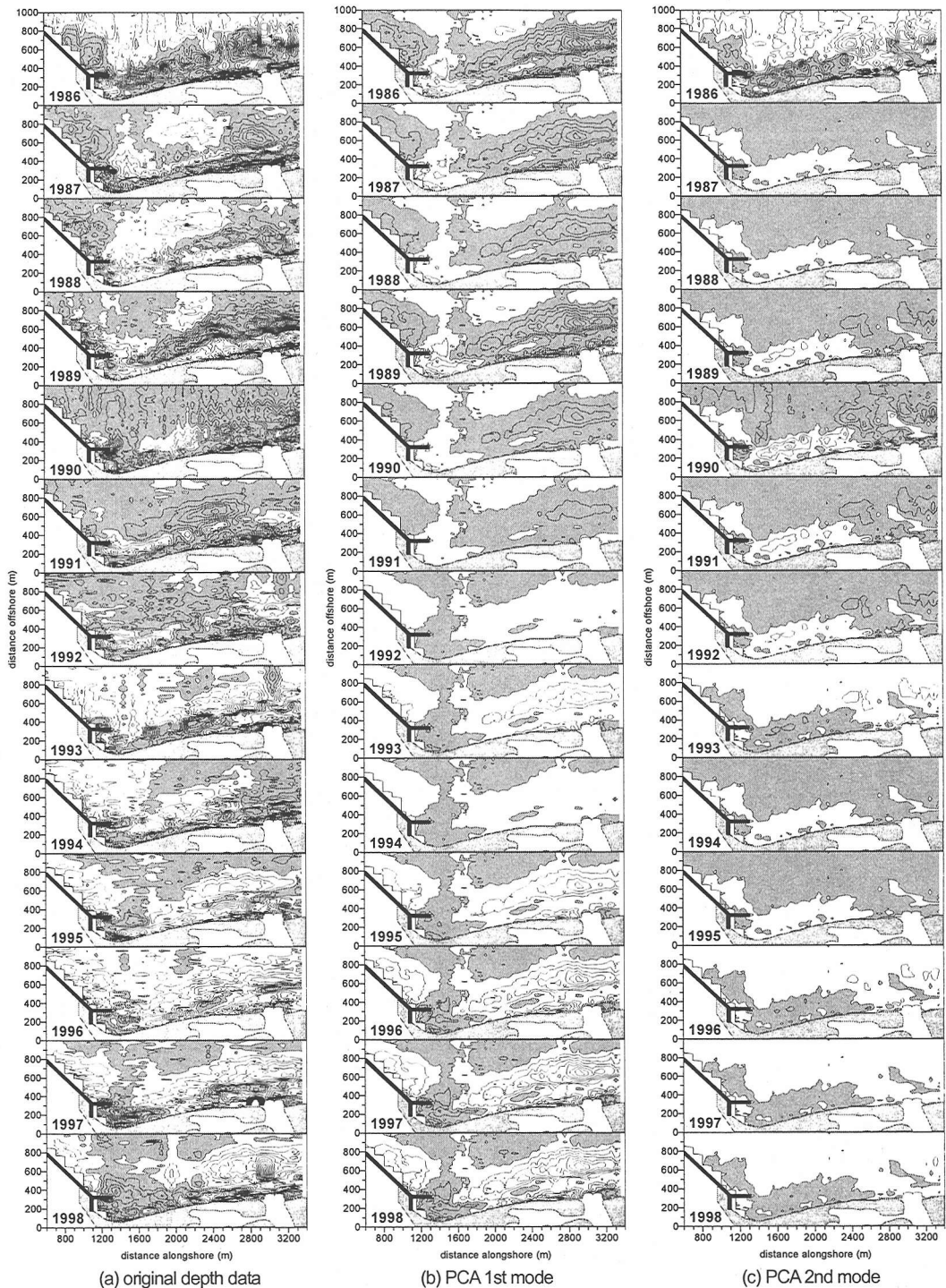


図-14 蒲生干潟前面海浜地形変動成分の時系列。(a) オリジナル地形, (b) PCA モード1 再合成地形, (c) PCA モード2 再合成地形。
 白: 平均水深より深い領域, グレー: 平均水深より浅い領域をそれぞれ示しており, コンター間隔はいずれも 0.2m である。

1986年から1998年にかけて一方的な堆積傾向(白→グレー), 翼堤の沖側および干潟前面から河口にかけての領域は侵食傾向(グレー→白)にあることが分かる。同様に

PCAモード2(図-14(c))では, 翼堤近傍から干潟前面の浅海域と, それ以外の沖側水域との間で数年サイクルの土砂交換が生じているような地形変動が確認される。こ

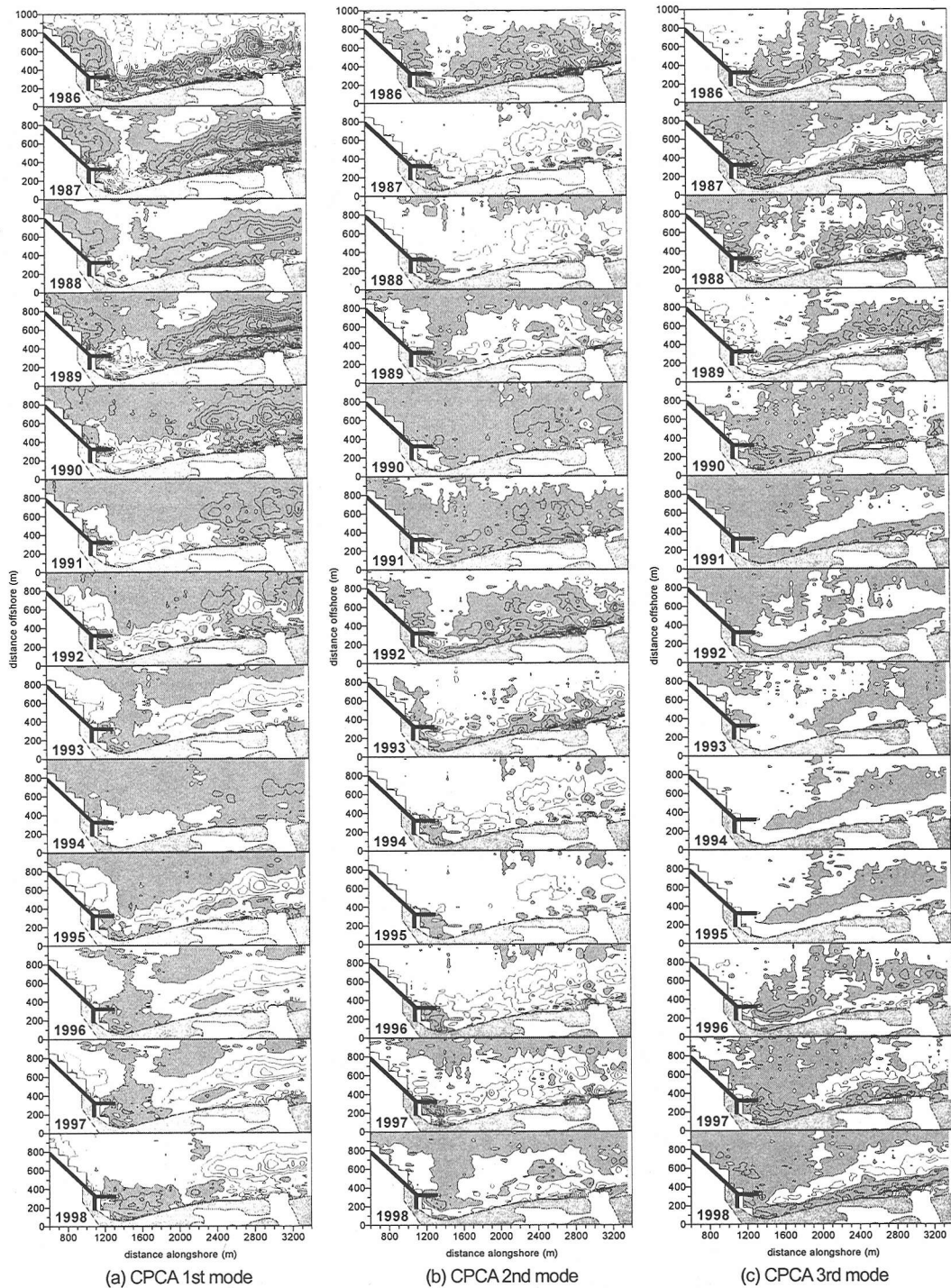


図-15 (a) CPCA モード1, (b) CPCA モード2, (c) CPCA モード3 による再合成地形の時間変化 (1986年~1998年). 白: 平均水深より深い領域, グレー: 平均水深より浅い領域をそれぞれ示しており, コンター間隔はいずれも 0.2m である.

これらの傾向は、当然ながら、図-8や図-9の固有関数から読み取られた傾向と同様であり、侵食域と堆積域がきれいに色塗りされて定在波的に振動するという、PCA特有の

変化パターンが現れている。

b) CPCA モード1

図-15は、4.(1)a)と同様の処理を施した、式 (12) を用

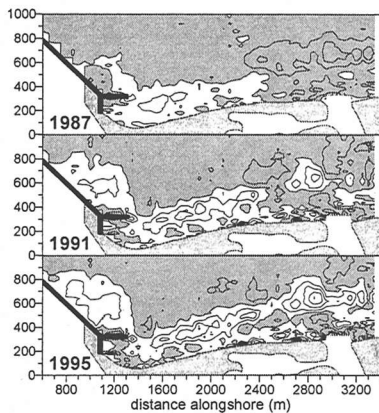


図-16 CPCA モード1による再合成地形の時間変化。初期(1986年)地形からの差を表示。白：初期地形よりも侵食された領域、グレー：初期地形より堆積している領域。コンター間隔は0.2m。

いて計算されたCPCAのモード1~3による再合成地形の時系列を示している。図-14と同様に、白：平均水深よりも深い領域、グレー：平均水深より浅い領域を表しており、コンター間隔：0.2mである。PCAの場合とは様子がかなり異なっており、CPCAモード1(図-15(a))では、1989年まで翼堤近傍に限定されていた深い領域(白)が、1990年以降徐々に干潟前面へ移動しており、1994年に領域の大部分が一旦浅くなるものの、1995年からも同様に南西方向へ移動し続け、最終的には河口域まで到達している様子が見て取れる。図-16はCPCAモード1による再合成地形を4年毎に表示したものであるが、図-15(a)とは異なり、初期地形、すなわち1986年に対応する再合成地形からの差として示している。これを見ても明らかなように、河口領域は経年的に侵食されており(グレー→白)、翼堤から蒲生干潟前面にかけての浅海域に形成された侵食領域(白)は河口方向へ引っ張られるように移動・拡大し、河口域の侵食域と合体していることが分かる。同時に、翼堤沖側領域へ向かって侵食域(白)が移動・拡大するとともに、南防波堤基部がわずかに堆積(グレー)していく様子が見て取れる。つまりこれは、北向きの沿岸漂砂によって河口域から防波堤方向へ土砂が輸送されることにより、翼堤部では堆積が、河口域では侵食が進展するという現象を表しているものと推察される。さらに、図-15(a)の河口前面海域を見ると、この領域には当初テラス地形が形成されており、1989年頃までは発達し、その後は経年的に侵食されていることが分かる。つまり、CPCAのモード1は、河口テラス地形の発達・衰退過程に、北北東方向への土砂の移動、それに伴う南防波堤基部での堆積域の形成とその南西方向への拡大傾向とが重畳した地形変動を表現しているものと考えられる。これらの現象を引き起こす機構については、次節4.(2)において

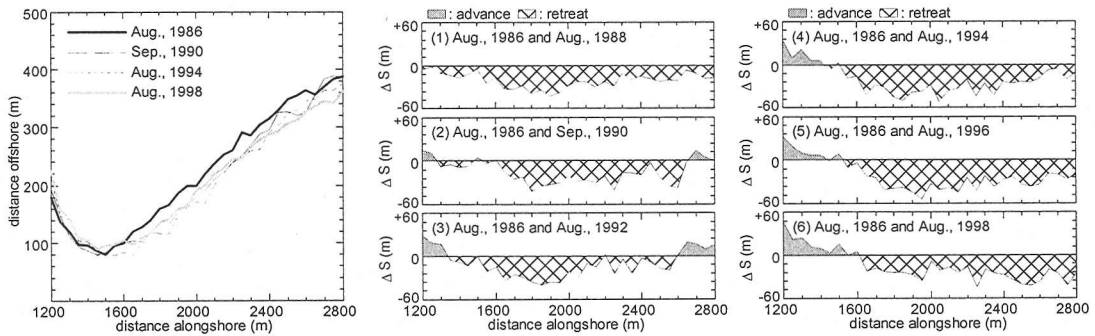
外力データに基づいて検討する。

c) CPCA モード1とオリジナル地形データとの関係

本項では、以上のようなCPCAモード1による再合成地形変動パターンが実際のオリジナル地形データとどのように対応しているのかを検討する。図-17は、オリジナル地形データから計算される $x=1200\sim 2800\text{m}$ における、(a)4年毎の汀線位置 $s(x)$ の変化、(b)1986年測量時の汀線位置と各年の汀線位置との差 $\Delta s(x)$ の時間変化を示している。ここで、グレー：1986年より汀線が前進した範囲、ハッチ：後退した範囲を表しており、 $x=2800\text{m}$ より河口側のデータは河口位置の移動や閉塞状況などに対応して極めて不連続に変化するため、図から削除した。またここで言う汀線とは、D.L.+1mの等深線を指している。図-17(a)より明らかなように、オリジナル地形データからは、 $x=1600\text{m}$ よりも河口側の汀線は非常に直線的で様な形状をしているが、それよりも南防波堤側は防波堤の影響を強く受けて沖側へ大きく湾曲した形状であることが分かる。図-17(b)より、南防波堤近傍に形成された堆積域(ここでは汀線が前進傾向にある領域)は時間の経過とともに河口方向へ徐々に拡大しており、河口周辺($x=2600\text{m}$ 以降)の汀線は1992年頃まで一旦前進した後、1998年にかけて後退へ転じていることが分かる。

一方、図-18はオリジナル地形データから計算される沿岸方向(x 軸方向)の各岸沖断面を通過する沿岸漂砂量の空間分布を示している。この沿岸漂砂量は、南防波堤を通過する土砂はないという仮定の下に、沿岸方向に関する土砂量(体積)の連続式を用いて計算されたものであり、その符号については、これまでと同様に北向きを正と定義した。1990年頃までの河口テラスの発達に対応して、解析領域全体は七北田川河口部右岸の南側境界から流入する土砂の影響を受け、反対に1990年以降はテラスの侵食に対応して河口の南側へ流出する土砂が増えている。1986年から1998年までの解析期間全体の残差フラックスとしては、領域全体で北向きの沿岸漂砂が卓越していること、その値は解析領域南端の七北田川河口部でおおよそ $+7\times 10^4 \sim +8\times 10^4 \text{ m}^3/\text{y}$ (最南端の河口部右岸側では約 $+7.3\times 10^4 \text{ m}^3/\text{y}$)であることが分かる。これらの傾向は、前項で示したCPCAモード1による再合成地形から導かれた土砂移動パターンと定性的に一致しており、CPCAモード1が沿岸漂砂の影響によって生じる、領域の全体的な土砂移動を表現したものであることが分かる。なお、本海域の南側に位置する名取川河口・関上漁港周辺海域における1983年から1990年までの沿岸漂砂量は約 $+4.3\times 10^4 \text{ m}^3/\text{y}$ であると報告されており(田中ら⁸⁾)、ここで示された約 $+7.3\times 10^4 \text{ m}^3/\text{y}$ (北向き)と比較的良好に一致していることが分かる。

また、平均水深分布(図-4)に立ち返ってみると、南防波堤直近の、翼堤から水深14m(D.L.-14m。以下同様)



(a) s(x): Shoreline Positions (x=1200~2800m)

(b) Δs(x): Difference from the S.L.P. in 1986

図-17 オリジナル地形データから計算される $x = 1200 \sim 2800 \text{ m}$ における、(a) 4年毎の汀線位置 $s(x)$ の変化、(b) 1986年測量時の汀線位置と各年の汀線位置との差 $\Delta s(x)$ の時間変化。グレー：1986年より汀線が前進した範囲、ハッチ：後退した範囲を表している。

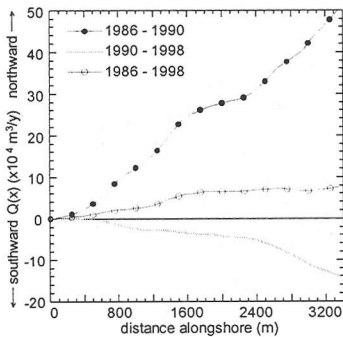


図-18 オリジナル地形データから計算される沿岸方向 (x 軸方向) 各岸沖断面を通過する沿岸漂砂量 ($\times 10^4 \text{ m}^3/\text{y}$) の空間分布。北向きを正と定義。

程度までの領域、つまり図-16 において侵食域が経時的に拡大していた領域では、図-4 の平均等深線が防波堤に対して直角に近付くような格好に岸側へ湾曲している。さらに水深 9~14m かつ南防波堤から約 200~300m 南南西側では等深線がやや沖側へ凸になっており、この領域に土砂が若干堆積しつつあることが示唆される。この領域において仮想的に反射波がない状況を考えると、卓越する北向き沿岸漂砂によって土砂は全体的に南防波堤方向に輸送されるため、等深線は防波堤近傍であるほど沖側へ張り出すような形状になるはずである。実際には防波堤からの反射波および沿い波の影響を受けるため、この南防波堤近傍領域では侵食・洗掘が進行し(森下ら⁷⁾の指摘)、その結果、等深線が防波堤直近で岸向きに屈曲したものと解釈される。

d) CPCA モード 2・モード 3

CPCA モード 2 (図-15 (b)) からは、1987~1988年に河口前面の沖合海域を中心として堆積域(グレー)が形成され、それが1989~1990年に徐々に北方向へ広がり、1991

~1993年に時間の経過とともに沖側から消えていくパターンが見て取れ、1994~1998年にかけても同様のパターンが形成されていることが分かる。ただし、後者の場合は堆積域が北北東方向へ広がっている段階で終わっている。これは沖側海域に土砂が堆積し、沿岸方向(この場合河口前面から防波堤方向)へ移流されながら、岸へ押し寄せてくるような現象を捉えたものであると解釈することができる。また、CPCAモード3(図-15 (c))には水深約4m以下の汀線近傍の領域と、そこより沖側かつ水深約8m~10mまでの領域との間で土砂が交互に移動するパターンが表れている。この変動は、バー・トラフ領域の移動に代表されるような岸沖漂砂による土砂移動を示すものと思われる。

翼堤部と河口部での堆積および侵食傾向は、PCAでは沿岸方向に関する定在波動的挙動として抽出されたが、浅い水域の沿岸方向への移動・伝播と、それに伴う北北東方向への土砂の移動などの現象はCPCAでしか直接的に見ることはできなかった。また、CPCAモード2に表れた沖から岸へ向かう土砂移動パターンは、PCAのいずれのモードとも直接的には対応していなかったが、PCAではこのような進行波動的な現象は十分に表現することはできないことを考えると、CPCAによって初めて抽出された現象と捉えることもできる。これらのことから、2.(3)での検討結果と同様に、土砂の移流過程を含む平面的な地形変動データに対して、PCAは重複波の和で表現するため解釈を困難にしてしまうこと、およびCPCAがこのような特徴を有する地形変化解析に際して極めて明快な解を与え得ることが確認された。

(2) 地形変動と外力との関係

次に、CPCAによって抽出された地形変動特性と、それを惹起する外力との関係について検討する。CPCAで抽出された土砂の移流過程を含む様々な現象を捉えるため、

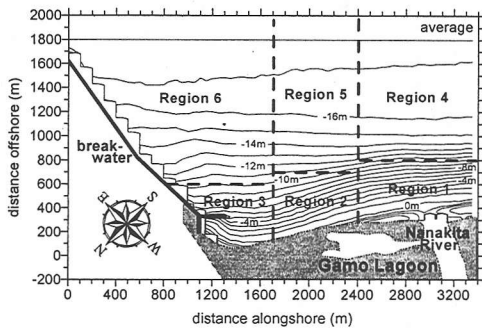


図-19 6分割された領域の範囲と平均水深分布 (図-4 と同一)。
領域1~3 と4~6は概ね水深10m (D.L.-10m)の等深線で区切られている。

解析領域全体を6つの小領域に分割し、各小領域の土砂量変化を考慮することにより以下の解析を進める。地形変化の標準偏差分布 (図-5) やトレンド分布 (図-6) から明らかのように、地形変動量は水深10m程度よりも岸側で大きく、それよりも沖側では相対的に極めて小さい。また、前節でのCPCAモード1再合成地形の変動特性に関する検討結果から、河口前面、南防波堤基部、翼堤の沖側などの各領域で特徴的な地形変化が生じていることが示された。そこでまず、平均水深10mの等深線をおおよその境界として全領域を浅海域と深海域に2分割し、さらにそれぞれを3分割することにより、全領域を合計6つの小領域に分割した (図-19)。本節では、この6つの領域における土量変化と外力との関係に着目して以降の解析を進めることとする。

a) CPCA モード1

図-20(a)と(b)はオリジナル地形データ及びCPCAモード1の再合成地形から計算された土砂の体積 (以下、単に土砂量と呼ぶ) 変化を1986年からの差として領域ごとに求めたものである。全領域の土砂量変化 (図中の「All」記号「□」) は深海域 (領域4から6) の土砂量変化に追従して変動していることが分かる。また、図-20(a)より領域全体では1986年から1990年までの4年間で $200 \times 10^4 \text{ m}^3$ もの土砂が系内へ流入し、その後1998年までの8年間で $116 \times 10^4 \text{ m}^3$ 減少、つまり系外へ流出していることが見て取れる。換言すると、最初の4年間は $50 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{y}$ の速度で堆積が、その後の8年間は $-14 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{y}$ で侵食が進行し、解析対象期間全体では12年間で $84 \times 10^4 \text{ m}^3$ (すなわち $+7 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{y}$) 土砂が流入したことになる。一方、図-20(b)からは、CPCAモード1による土砂量変化が、最初の4年間で $141 \times 10^4 \text{ m}^3$ の流入 ($+35 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{y}$)、その後の8年間は $122 \times 10^4 \text{ m}^3$ の流出 ($-15 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{y}$)、期間全体では正味 $19 \times 10^4 \text{ m}^3$ の流入 ($+1.54 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{y}$) であったことが分かる。固有値から求められるCPCAモード1の寄与率は44.3%で

あるが、再合成地形による土砂量変動振幅からは、CPCAモード1は領域全体における土砂量変動傾向のかなりの部分を説明しているものと推察され、単純に1990年のピーク値と前後の変化量を考えると、その割合はオリジナル地形データに対して70%程度以上にも達する。

図-20(c)は(b)で求められた土砂量を各領域の面積で除して水深の形で時系列表現したものである。例えば、水深10m以浅の領域 (領域1~3) の合計面積は 0.983 km^2 、それより深い領域 (領域4~6) の合計面積は 3.267 km^2 となるが、土砂量の形で比較した場合はこの底面積の差が大きく、図-20(a)や(b)に見られるように深海域の地形変動を過大評価してしまうことになるため、このような措置を取っている。図-20(c)を見ると、河口直前面の領域1における水深変化が全体的水深変動に対して卓越している。その傾向としては、1987年、1989年、1994年にピークを持ちながら全体的には減少 (侵食) するというものであり、この変動パターンはCPCAモード1の時間関数の虚部 c_{ii} (図-9参照) の変動パターンと完全に一致している。領域1に次いで大きな水深変動を示しているのは沖側の領域4~6であり、この3領域はいずれもほぼ同様の変動傾向を示している。しかしながら、解析対象期間の最初と最後の1年を除くとその変化量は非常に小さいと見ることが出来る。事実、領域4~6が水深10m以上の沖側領域であること、2.(3)の図-3 (b-4)や(d-4)の時間係数変化に示されているように、CPCAに内在する特性として、解析の最初と最後に若干の歪みを生じることがあるという検討結果を考慮すると、実際にはCPCAモード1による沖側領域の水深変化は極めて小さかったものと推測される。一方、防波堤基部の領域3は領域1の水深変動とは全く逆で、1990年まで侵食が進行し、その後徐々に堆積していくという傾向が見られる。また、その変動は時間関数の実部 c_{ir} (図-9) の変動に極めて近い。領域2については領域1と領域3の両者の影響を受けたような、中間的な水深変動パターンになっている。

さて、本節および4.(1)b)およびc)での検討結果より、CPCAモード1は河口前面におけるテラス地形の発達と、それに続いて生じるテラスの侵食、防波堤基部における堆積の進展、翼堤沖側での侵食の進行を表していることが分かった。これらの現象の成因を考察するために、図-1のUSWの位置に設置された海底発射型超音波式波高計によって計測された沖波波浪データについて調べる。図-21(a)は深浅測量と次の測量までの間 (約1年間) にわたってエネルギー平均された有義波高 $H_{1/3}$ (m)、有義波周期 $T_{1/3}$ (s)、平均波向き θ (N deg. E. 真北を基準に時計回りに正と定義) の時系列を、図-21(b)は(a)の結果に対して屈折と浅水変形を考慮して沖波換算した波のエネルギーフラックスを示している。図-21(a)中の点線は平均的な汀線の法線方向 (N 121 deg. E) を示しており、

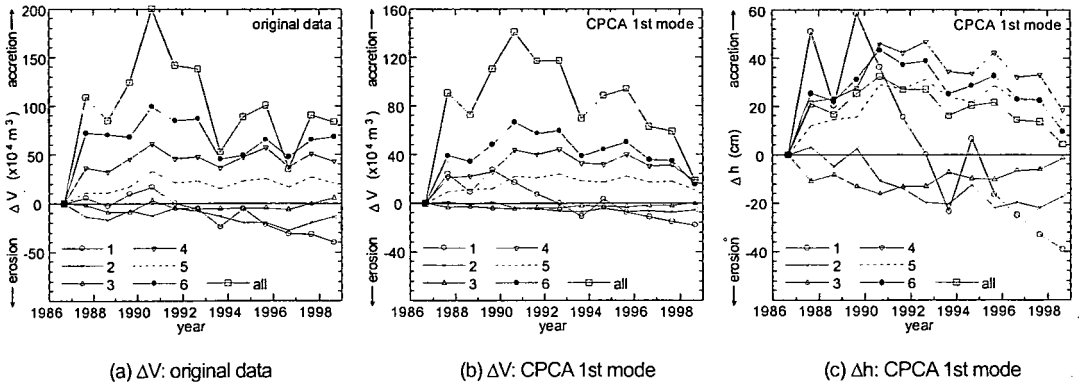


図-20 各領域の土砂量(体積)変化および水深変化(1986年基準). (a) オリジナル地形データから計算される土砂量変化(ΔV), (b) CPCA モード1再合成地形による土砂量変化(ΔV), (c) CPCA モード1再合成地形による水深変化(Δh). All (□) は領域1から6までの全領域に対する値を示している(以下同様).

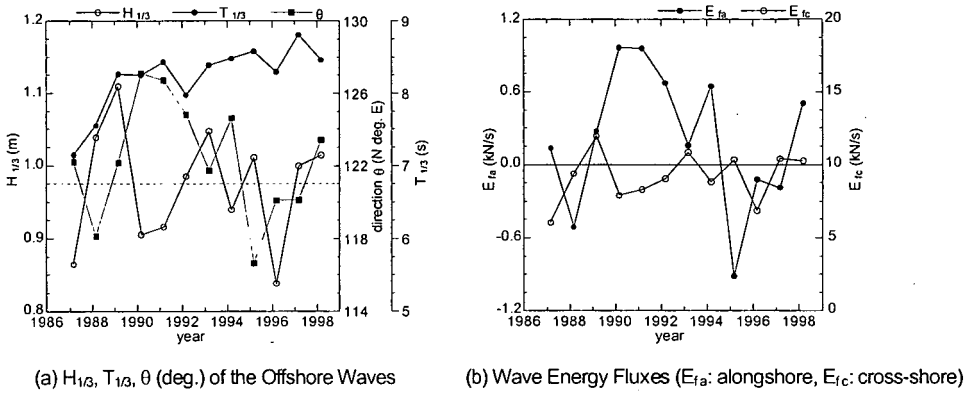


図-21 波高計による観測結果. 深淺測量が実施された時期から次の測量までの期間(約1年間)に対するエネルギー平均値. (a) 有義波高 $H_{1/3}$, 有義周期 $T_{1/3}$, 波向き θ (Nを基準に時計回りを正と定義)の時系列, (b) 沖波換算値を用いて計算された波のエネルギーフラックスの沿岸成分 E_{fa} および岸沖成分 E_{fc} の時系列. E_{fa} は北向きを正, E_{fc} は岸向きを正と定義している.

θ がこの角度より大きければ、汀線から見て北向きの波(防波堤方向へ入射する波)ということになる。図-21(b)ではこの法線方向角度を用いてエネルギーフラックスを沿岸成分 E_{fa} と岸沖成分 E_{fc} とに分け、それぞれを時系列表示している。ここで、 E_{fa} は北向きを正、 E_{fc} は岸向きを正と定義している。

ローカルな沿岸漂砂量に対して正の相関を有することが知られる E_{fa} は、1990年から1991年にかけてピークを持ち、概ね北向き(+)となっている。全期間の E_{fa} の平均値は +214.4 kN/s であり、すなわち北向きである。このことから、解析期間中は平均的に北向きの沿岸漂砂が卓越していたことが分かる。北向き沿岸漂砂に対しては、先端水深が約 18m の仙台港南防波堤がその通過を完全に阻害するため、北向き沿岸漂砂が卓越する状況下では、系内に流入した土砂は基本的には系内にとどまり、その結果、解析対象領域内の土砂量が経年的に増加することになる。これは図-20(a)と(b)で確認された解析期間全体

における土砂量変化の傾向と符合する。また、波エネルギーフラックス E_{fa} の時間変動は、図-20(b)中のCPCAモード1による土砂量変化と時々刻々の直接的な相関は低い、それでも全領域の土砂量変化とは若干対応している。例えば、CPCAモード1による土砂量は1991年8月にピークを有するように期間の前半で増加、後半で減少しているが、 E_{fa} も1990年8月~1991年9月の期間に堆積を誘起する強い北向きのフラックス値を示している。

このように、CPCAモード1は期間全体を通じて平均的に卓越する北向きの波エネルギーフラックスによる河口域から南防波堤基部方向、つまり北北東方向への土砂輸送(沿岸漂砂)による地形変化を表現したものと解釈される。河口部前面では沿岸漂砂の上手側である南側からの土砂の供給が何らかの原因で不足したため、結果としてテラス地形が1990年以降経年的な侵食を受けたものと考えられる。さらに、河口部から北北東へ輸送された土砂は南防波堤と翼堤に捕捉されて堆積域を形成し、

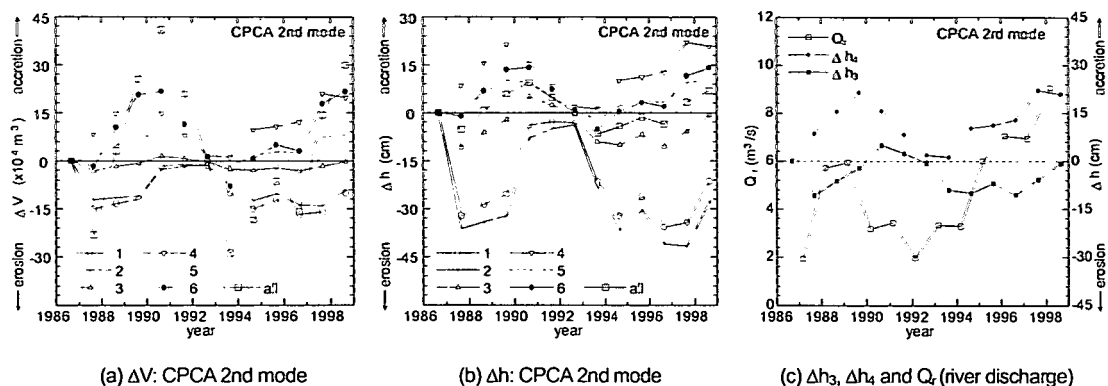


図-22 CPCA モード2再合成地形に基づいた各領域の (a) 土砂量変化および (b) 水深変化, (c) 領域3および4の水深変化 ($\Delta h_3, \Delta h_4$) および測量と次の測量との間の約1年間にわたって計算された七北田川の平均流量 Q_r 。土砂量と水深はいずれも1986年を基準とした差を表示している。

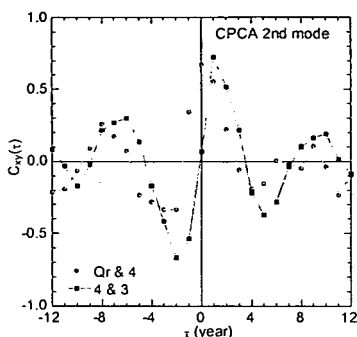


図-23 CPCA モード2再合成地形による領域3と4の水深変化 ($\Delta h_3, \Delta h_4$), 七北田川の平均流量 Q_r の相互相関係数。横軸はラグ τ (単位は年) である。

反対に翼堤の沖側海域では反射波等の影響(森下ら⁷⁾の指摘)で局所的に侵食域が広がったものと推察される。つまり、CPCA モード1は、以上のような現象が重畳した地形変動を表現しているものと結論付けられる。

CPCAのモード1による再合成地形に現れた南防波堤基部の堆積傾向(図-15(a), 図-16)は、蒲生干潟及びその前面海浜の保全を考える上で重要な意味を持っている。この堆積傾向は、1982年に完成した翼堤建設の効果によって1980年代に問題となっていた南防波堤基部の侵食⁷⁾が一応止まり、1990年以降は若干の堆積傾向にあることを示すものである。同時に、この堆積域が蒲生干潟前面海浜へ向けて徐々に拡大している様子が捉えられており、この傾向が長期的に継続するならば、堆積の進行に伴って後浜および砂丘が発達し、バリアー・アイランド高さが増大することが期待される。このとき、本海浜における越波に伴う内陸方向への単位汀線長当たりの輸送土砂量は、現地データから経験的に求められた田中・山内²⁾

による推定式を整理することにより、次式のように表現される。

$$Q_r = \mu (R + \eta_i - h_b)^2 \quad (13)$$

ここに、 Q_r : 越波による輸送土砂量 ($\text{m}^3/\text{m/s}$), μ : パラメータ ($1.5 \sim 6.0 \times 10^2 \text{ m/s/m}$), R : 打ち上げ高さ (m), η_i : 潮位 (m), h_b : バリアー・アイランド高さ (m), である。すなわち式(13)は、堆積傾向が長期的に継続し、しかも潮位・波浪条件が現在と変わらないとすれば、バリアー・アイランド上の越波による蒲生干潟内部への流入土砂量が漸次低減することを示すものである。土砂流入の減少は干潟内部の地形変化に多大な影響を及ぼし、最終的には蒲生干潟の水質・生態環境に対して少なからぬ影響を与え得るものと予想される。

b) CPCA モード2

図-22は図-20と同様の手順で計算された、CPCAモード2再合成地形に基づく各領域の (a) 土砂量変化, (b) 水深変化である。土砂量と水深はいずれも1986年を基準とした差を表示している。また、(c) は領域3と領域4の水深変化 ($\Delta h_3, \Delta h_4$) および測量と次の測量までの間の期間(約1年間)にわたって計算された七北田川の平均流量 Q_r の時系列である。モード1による12年間の土砂量変化のレンジが $-20 \times 10^4 \sim +140 \times 10^4 \text{ m}^3$ であった(図-20(b))のと比較すると、モード2による土砂量変化は $-25 \times 10^4 \sim +40 \times 10^4 \text{ m}^3$ 程度であり(図-22(a)), 変動振幅で見るとモード2はモード1の40%の大きさであることが分かる。これは寄与率 r_n の比(モード1: 44.3%, モード2: 17.8%)とほぼ同程度の値である。

水深変動(図-22(b))を見ると、領域1と2, 領域3~6の2つのグループはそれぞれ水深変動の傾向が比較的似ていることが分かる。しかし、領域1と2がほぼ同様の変動パターンを示しているのに対し、領域3~6の変動には

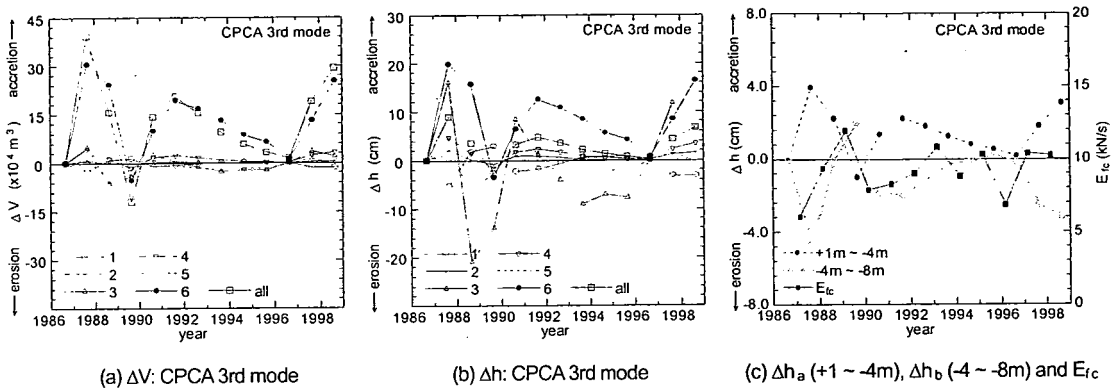


図-24 CPCA モード3再合成地形に基づいた各領域の (a) 土砂量変化および (b) 水深変化, (c) D.L.+1~4m (領域a) および D.L.-4~-8m (領域b) の空間平均された水深変化 (Δh_a , Δh_b) およびエネルギー平均されたエネルギーフラックス (沖波換算値) の岸沖成分 (E_{fc}) の時系列. 土砂量と水深はいずれも1986年を基準とした差を表示している.

各領域間に若干の位相差が存在する. 例えば, 領域4では1989年に極大値を, 1993年に極小値を取っているが, 領域3はそれよりも約1年遅れて1990年に極大値を, 1994年に極小値を取っている. この傾向は再合成地形パターンの時間変動 (図-15(b)) にも現れており, 地形変動のパターンが河口域沖側 (領域4) から防波堤基部 (領域3) 方向へと伝播する特性を捉えたものである. とここで, 図-22(b)の領域1と2の水深変動 Δh_1 , Δh_2 は, 正負は逆であるが, CPCAモード2時間関数の虚部 c_{2i} の変動パターン (図-11) と酷似しており, 全領域に対する水深変動 Δh_{all} は同様に実部 c_{2r} (図-11) のそれとほぼ一致している. 例えば, Δh_1 は1987年~1989年と1990年~1992年にそれぞれステップ状に極小値, 極大値を有しているのに対し, c_{2i} も全く同じ時期にそれぞれ極大値と極小値を取っている. 一方で Δh_{all} も c_{2r} も, 1990年と1993年にピークを有し, 同様の変動傾向を示している. これらの傾向はCPCAモード1の時と定性的に同一のものであり, すなわち, 時間関数の実部はそのモードの再合成地形から求められる領域全体の水深変動に, 虚部は最も変動の著しい領域の水深変動と関係がある.

さて, 図-22(c)を見ると, 領域3と4における水深変動 Δh_3 , Δh_4 は平均河川流量 Q と関係があるように思われる. つまり, Q が相対的に大きな値を取る期間 (1988年, 1989年, 1995年以降) は, その前後で Δh_4 が増加 (堆積) し, 反対に Q が小さい期間はその前後で Δh_4 が減少 (侵食) している様子が図-22(c)に示されており, その変動周期は7年程度であることが分かる. また, 図-22(b)で見たように, Δh_3 は Δh_4 よりも1年ほど遅れている他は, ほぼ同様に変動している. そこで Δh_3 , Δh_4 , Q それぞれの変動の位相差を定量的に評価するために, この3つの変数に対して式 (14) により各変数間の相互相関係数 $C_{xy}(\tau)$ を求めた.

$$C_{xy}(\tau) = R_{xy}(\tau) / \sqrt{R_x(0)R_y(0)} \quad (14)$$

ここに, $R_{xy}(\tau)$: 変数 x と y の相互相関関数, $R_x(0)$, $R_y(0)$: 変数 x と y の自己相関関数, τ : ラグ (年), である. このようにして求められた Δh_4 と Q , Δh_4 と Δh_3 の相互相関係数を図-23に示す. Δh_4 と Q のラグ τ はほぼゼロであり, Δh_4 と Δh_3 のラグは約1年, つまり Q が増大すると時をおかず Δh_4 が増大し, Δh_4 が増大すると今度は1年遅れて Δh_3 が増大する, という関係にあることが明確に示されている. 以上のことから, モード2による地形変動は, 河川から供給されて沖側海域へ流出した土砂の影響が, 約1年の位相差を保持しながら岸側へ徐々に伝播する現象を表したものと解釈され, 本海域に大規模な岸沖方向の土砂移動が存在することを示している.

c) CPCA モード3

図-24は, CPCAモード3の再合成地形に基づいた各領域の (a) 土砂量変化および (b) 水深変化であり, いずれも1986年を基準とした差を表示している. これまでと同様に, 図-24(a)よりモード3による12年間の土砂量変化のレンジを見ると, $-10 \times 10^4 \sim +40 \times 10^4 \text{ m}^3$ 程度である. モード1による土砂量変動振幅 ($-20 \times 10^4 \sim +140 \times 10^4 \text{ m}^3$, 図-20(b)) と比較すると, モード3による変動振幅はモード1のその31%程度であり, これはCPCAの固有値から求まる寄与率 r_n の比 (モード1: 44.3%, モード3: 12.6%) とほぼ同程度の比率である.

モード3による水深変動 (図-24 (b)) を見ると, モード1, 2の時とは異なるが, 全領域に対する水深変動 Δh_{all} はCPCAモード3時間関数の虚部 c_{3i} の変動パターン (図-13) とよく似ている. つまり, Δh_{all} と c_{3i} は正負こそ逆であるが, いずれも1987年, 1989年, 1991年, 1996年に極値を持つような, 全く同様の変動パターンを呈している. 一

方、時間関数の実部 c_3 の変動パターン (図-13) に対応する水深変動は図-24 (b)中からは見付からない。これは言わば当然であり、CPCAモード3による再合成地形の変動パターン (図-15 (c)) で見たように、このモードによって表現される主たる現象は、水深4m以下で浅海域と水深4m~8m程度の沖側海域との間において数年 (3年~6年程度) 周期で繰り返される岸沖方向の土砂交換である。そこで、図-19の領域区分ではなく、単純に上記の2つの水深レンジにおける土砂量変化を調べてみる。図-24(c)は、D.L.+1 ~ -4m (領域 aとする) およびD.L. -4 ~ -8m (領域 bとする) の2領域に対して空間平均された水深変化 (Δh_a , Δh_b) およびエネルギー平均沖波エネルギーフラックスの岸沖成分 (E_{fc} 、図-21 (b)と同じ) の時系列を示したものである。これを見ると、 Δh_a , Δh_b の時間変動は両方とも (Δh_a は正負の違いはあるものの) モード3の時間関数虚部 c_3 の変動パターン (図-13) とほぼ完全に一致している。また、 Δh_a と Δh_b の変動傾向はエネルギーフラックス岸沖成分 E_{fc} と非常によく対応しており、例えば、 E_{fc} が大きな値を取る1988年から1989年にかけての期間には、浅海域の地盤高さ変動量 Δh_a は5 cm 強も減少することを示しており (つまり侵食され)、反対に沖側の Δh_b は約7 cm 増加する (つまり堆積する) など、符号は正反対であるが全くの同位相で変動していることが分かる。つまり、CPCAモード3による地形変化は、エネルギーフラックス岸沖成分 E_{fc} の大小に対応して、荒天時には浅海域が侵食を受け、その土砂は一旦沖側へ移動し、静穏時にはその沖側土砂が岸側へ移動するという、波浪による岸沖漂砂が表現されたものと解釈される。

5. 結論

本研究では、仙台湾蒲生干潟の保全のための重要な環境因子の一つである、七北田川河口部を含む前面海浜地形の変動特性について、主成分解析 (PCA、あるいは経験的固有関数解析、経験的直交関数解析EOF) および複素主成分解析 (CPCA、あるいはCEOF) を用いて解析した。以下に得られた主要な結論を述べる。

実際の地形データの解析に先立ち、PCAおよびCPCAをモデル変動地形に適用した場合の計算結果を示すことにより、両解析法の海浜地形データへの適用性と出力諸特性について検討した。その結果、CPCAは土砂の移流過程に代表される地形変動の進行波的な挙動を概ね単一のモードで表現することができるのに対して、PCAでは複数のモードに分割され、しかも重複波的な変動の重ね合わせとして表現されることを具体的に示した。しかしながら、CPCAにはHilbert変換に含まれるFourier級数展開のため、一様侵食等の単調な現象に対して、固有関数の分布や時

系列に歪みを生じさせることを示し、解釈に際しては若干の注意が必要であることを喚起した。

次いで、蒲生干潟前面海浜地形の中期変動特性に関する検討を行い、複素主成分解析 (CPCA) によって土砂の移動経路や変動周期等の諸特性を抽出することに成功した。外力データとの照合の結果、対象海域全体の土砂移動・土砂収支に対しては、河口テラスの発達・衰退、北向き沿岸漂砂に伴う南防波堤基部における堆積域の形成、その経年的な拡大傾向、南防波堤からの反射波に起因すると考えられる翼堤沖部における局所的な侵食の進展、といったプロセスが最も寄与しており (モード1)、次いで河川から供給された土砂の影響が、位相遅れを伴いながら沖から岸に向かって伝播するプロセス (モード2)、そして波エネルギーフラックスの岸沖成分の変動に伴う浅海域を中心とした岸沖方向への土砂移動 (モード3) が関与していることが分かった。

また、CPCAのモード1による再合成地形を照査した結果、1982年に完成した翼堤建設の効果により、1980年代に問題となっていた南防波堤基部の侵食 (森下ら⁷⁾) が止まり、1990年以降は若干の堆積傾向にあることが明らかになった。この堆積域が蒲生干潟前面海浜へ向けて徐々に拡大している様子も同時に捉えられており、バリアー・アイランド上の越波による干潟内への流入土砂が低減していくことが予想され、干潟内環境に対して少なからぬ影響を与える可能性が示唆された。

謝辞：解析に用いた深浅測量データは国土交通省東北地方整備局塩釜港湾空港工事事務所、波浪データは港湾空港技術研究所海象情報研究室、河川流量データは宮城県土木部からご提供いただいたものである。地形変動や漂砂特性の解釈に際して、港湾空港技術研究所の加藤一正理事、中村聡志底質環境研究室長にご助言を頂いた。主成分解析プログラムの作成にあたっては (株) エコーの李 在炯氏 (元港湾空港技術研究所漂砂研究室客員研究員) に、また、図面の作成に際しては (株) ライト工業の波多野敦史氏 (当時港湾空港技術研究所漂砂研究室実習生) にご助力頂いた。末筆ながらここに付記し、深甚なる感謝の意を表す次第であります。

参考文献

- 1) 栗原 康：干潟は生きている、岩波書店、219p、1980。
- 2) 田中 仁、山内健二：バリアー・アイランド上の越波によるラグーン内での土砂堆積、海岸工学論文集、第 44 巻、pp.646-650、1997。
- 3) 上原忠保：蒲生干潟における塩分の侵入と交換に関する研究、第 28 回水理講演会論文集、pp.67-73、1984。
- 4) 佐藤昭二、庄子忠夫、田中則男：仙台湾沿岸の漂砂について、第 13 回海岸工学講演会論文集、pp.176-182、1966。
- 5) 宇多高明、小俣 篤、峯松麻成：仙台湾沿岸における砂浜消失の危機、海岸工学論文集、第 37 巻、pp.479-483、1990。

- 6) 田中則男：日本沿岸の漂砂特性と沿岸構造物築造に伴う地形変化に関する研究，港湾技研資料，No.453，148p，1983.
- 7) 森下保壽，高橋次郎，川又良一，坂井隆行，片野明良：構造物の反射波による海浜地形の制御効果，海岸工学論文集，第42巻，pp.711-715，1995.
- 8) 田中茂信，山本幸次，鴨田安行，柳町俊章，小野松輝美，後藤英生：仙台湾南部における土砂移動機構の観測，海岸工学論文集，第42巻，pp.666-670，1995.
- 9) 田中 仁：七北田川において観測された中小河川特有の河口現象，土木学会論文集，No.509/II-30，pp.169-181，1995.
- 10) Winant, C.D., Inman, D.L. and Nordstrom, C.E. : Description of seasonal beach change using empirical eigenfunctions, *J. Geophys. Res.*, Vol.80, No.15, pp.1979-1986, 1975.
- 11) Horel, J.D. : Complex principal component analysis: Theory and examples, *J. Climate Appl. Meteor.*, Vol. 23, pp.1660-1673, 1984.
- 12) 北野利一，中野 晋，岡 彰紀，間瀬 肇：主成分解析による新たな地形変動分析法に関する理論的検討，海岸工学論文集，第46巻，pp.626-630，1999.
- 13) Aubrey, D.G. : Seasonal patterns of onshore/offshore sediment transport, *J. Geophys. Res.*, Vol.84, No. C10, pp.571-575, 1979.
- 14) Aubrey, D.G., Inman, D.L. and Winant, C.D. : The statistical prediction of beach changes in Southern California, *J. Geophys. Res.*, Vol. 85, No. C6, pp.3264-3276, 1980.
- 15) 加藤一正，吉松 晃：三次元の経験的固有関数による深淺図解析法，港湾技術研究所報告，Vol.23，No.2，pp.27-47，1984.
- 16) Seymour, R.J. : Cross-shore transport. In: *Nearshore Sediment Transport*, Ed., R.J. Seymour, Plenum Press, New York, pp.273-286, 1989.
- 17) Wallace, J.M. and Dickson, R.E. : Empirical orthogonal representation of time series in the frequency domain, Part I. Theoretical considerations, *J. Appl. Meteor.*, Vol.11, pp.887-892, 1972.
- 18) Bamett, T.P. : Interaction of monsoon and Pacific trade wind systems at interannual time scale, Part I: The equatorial zone, *Monthly Weather Review*, Vol. 111, pp.756-773, 1983.
- 19) Liang, G and Seymour, R.J. : Complex principal component analysis of wave-like sand motions. *Proc. Coastal Sediments '91*, ASCE, pp.2175-2186, 1991.
- 20) Liang, G, White, T.E. and Seymour, R.J. : Complex principal component analysis of seasonal variation in nearshore bathymetry, *Proc. 23rd Coastal Eng. Conf.*, ASCE, pp.2242-2250, 1992.
- 21) Bosma, K.F. and Darlymple, R.A. : Beach profile analysis around Indian River Inlet, Delaware, USA, *Proc. 25th Coastal Eng. Conf.*, ASCE, pp.401-405, 1996.
- 22) 横木裕宗，三村信男，佐藤圭輔：主成分分析を用いた大洗港周辺の海浜地形解析，海岸工学論文集，第45巻，pp.571-575，1998.
- 23) 栗山善昭，李 在炯：複素主成分分析を用いた沿岸砂州の変動特性の解析，海岸工学論文集，第47巻，pp.616-620，2000.
- 24) Ruessink, B.G., Holman, R.A. and Wijnberg, K.M. : Interannual nearshore bar behaviour: an inter-site comparison, *Proc. of Coastal Dynamics 2001*, ASCE, pp.646-655, 2001.
- 25) Kuriyama, Y. and Lee, J.-H. : Medium-term beach profile change on a bar-trough region at Hasaki, Japan, investigated with complex principal component analysis, *Proc. of Coastal Dynamics 2001*, ASCE, pp.959-968, 2001.
- 26) Kuriyama, Y. : Medium-term bar behavior and associated sediment transport at Hasaki, Japan, *J. Geophys. Res.*, Vol. 107, No. C9, 3132, doi:10.1029/2001JC000899, 2002.
- 27) 栗山善昭，内山雄介，中村聡志，永江友和：導流堤を有する浜名湖今切口周辺海岸の地形変化，土木学会論文集，No.726/II-62，pp.109-120，2003.
- 28) Kroonenberg, P.M. and DeLeeuw, J. : Principal component analysis of three-mode data by means of altering least square algorithms, *Psychometrika*, Vol. 45, No. 1, pp.69-97, 1980.

(2003.3.3 受付)

A COMPLEX PRINCIPAL COMPONENT ANALYSIS ON MEDIUM-TERM GEOMORPHOLOGY OF AN EXPOSED SANDY BEACH AT SENDAI COAST, JAPAN

Yusuke UCHIYAMA and Yoshiaki KURIYAMA

Principal component analysis (PCA) and complex PCA (CPCA) are applied to examine medium-term geomorphological behavior of an exposed sandy beach before Gamo Lagoon located at the mouth of Nanakita River along Sendai Coast, Japan, using a 12-year series of bathymetry survey data. The results of PCA and CPCA for the bathymetry data set show that erosion and subsequent accretion of the submerged terrace formed in front of the river mouth appear in the first mode of CPCA and have the most significant influence on the medium-term geomorphology of the study area. The first mode is mostly caused by northward alongshore sediment transport driven by wave energy flux, explained from the observed wave data. The second mode of CPCA demonstrates that the sediments previously discharged from the river would return again into the nearshore region, and furthermore, the topography changes due to cross-shore sediment transport emerge in the third mode of CPCA.