

吉野川下流部の地形変動と洪水による河口砂州変形計算

中野 晋*・北野利一**・藤川美和***

1. はじめに

吉野川河口域では第十堰改築事業(河口から 14.5 km)や港湾拡張事業(沖洲流通港湾第 2 期工事)が進行中である。一方、河口に広がる砂州や干潟はアジア・オーストラリア地域におけるシギ・チドリ類に関する湿地ネットワークの 1 つにあげられる重要湿地となっており、各種事業が及ぼす河口砂州への影響把握は環境面からも大きな関心事となっている。

沖洲流通港湾建設事業の事前調査として加藤ら(1983)は大規模な平面模型実験を用いて、河口前面右岸側の埋立が河口地形に及ぼす影響を詳細に調べている。1993 年に沖洲流通港湾(第 1 期)が竣工し、現在、河口側に埋立地を拡張する計画が進められている。その後、宇多ら(1995)は戦後の空中写真や定期横断深淺データなどの資料を調べて、河口砂州の縮小要因について検討し、1960 年代後半からの砂州縮小の主な要因が砂利採取による河床低下であると述べている。

本研究では建設省や徳島県の深淺測量データ、空中写真、衛星写真の解析を通して約 20 年間の中期的な地形変動を把握するとともに洪水による河口砂州の短期変動状況について数値計算により検討した。

2. 河口地形の長期変動特性

2.1 河口部地形の変形状況

図-1 に本研究の対象河川である吉野川下流域の概略を示す。四国の中心部に近い徳島県池田町からは中央構造線に沿って東に流下し、徳島市で紀伊水道に注いでいる。基準地点の岩津(河口から 40 km)の計画流量は 18000 m³/s、第十堰(河口から 14.5 km)より下流では 20000 m³/s となっている。

図-2 に LANDSAT-TM 画像から判読された 1987 年以降の砂州形状の変化を示す。砂州は河道の右半分を塞ぐように形成されている。1987 年の地形で見られるように砂州の一部が右岸と陸続きになっている場合と

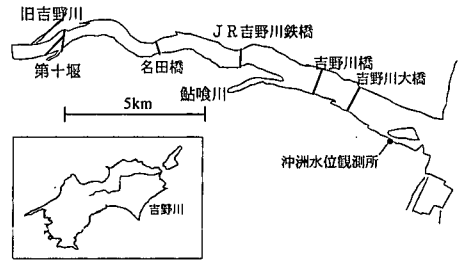


図-1 吉野川下流域の概略図

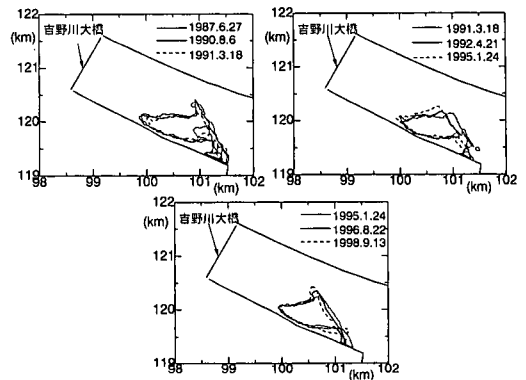


図-2 砂州形状の経年変化

1991 年のように砂州が切断され、岸から離れて位置する場合の 2 つのパターンを繰り返している。この間にピーク流量で 9000 m³/s を超える洪水は 1990 年 9 月、1993 年 7、8 月、1997 年 9 月と 4 回発生しているが、1990 年、1997 年の洪水では右岸沿いの砂州が切断されている。

図-3 に 1960 年以降の砂州面積の変化を示す。この図は空中写真、衛星写真(LANDSAT-TM, JERS-OPS)、徳島県の砂州高測量データから T.P. 0 m を汀線として砂州部分を判読している。砂州は 1970 年から 1980 年代後半にかけて縮小しつつあったが、1990 年以降は短周期な変動を除くと安定的に推移している。宇多ら(1995)も指摘しているように、1970 年以降の砂州面積変化は下流部砂利採取量の減少と強い相関が見られる。なお、1990 年以降の砂利採取量についてはデータ未入手のため示され

* 正会員 博(工) 徳島大学助教授 工学部建設工学科
** 正会員 工 修 徳島大学助手 工学部建設工学科
*** 学生会員 徳島大学大学院工学研究科

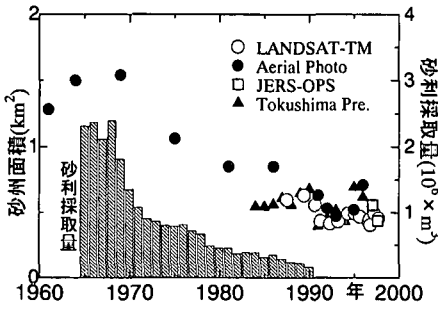


図-3 衛星写真などによる砂州面積の経年変化

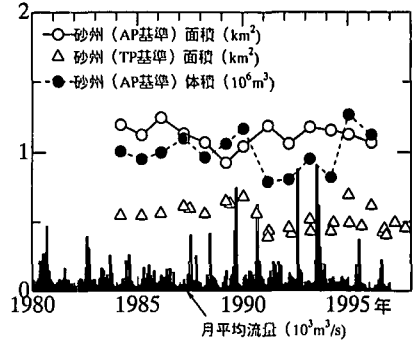


図-4 1984年以降の砂州体積変化

ていない。徳島県は1984年以降、砂州高の定期測量を行っている。砂州部分の土量の経年変化状況を図-4に示す。1990年から1991年の間には9月に発生した洪水が原因と見られる砂州体積の減少が見られる。一方、1995年の砂州体積は1990年以前のレベルに回復している。これは1994年が異常渇水の年で、洪水の発生がなかったため、1993年の洪水で河口周辺の沿岸部に堆積した土砂が常時波浪や潮流流により移動し砂州の発達を促したものと推察できる。全体的に見ると1984年以降は砂州の面積、体積とも2～3年程度の短周期の小さな変動以外、顕著な変化は見られない。加藤ら(1983)によると吉野川下流部での流量 Q (m^3/s) と流砂量 Q_b (m^3/s) の関係が

$$Q_b = 9.038 \times 10^{-9} Q^{1.934} \dots\dots\dots (1)$$

で表される。これを1990年9月18～21日と1993年7月27～31日の洪水に適用して流砂総量を計算するとそれぞれ39700, 42300 m^3 とほぼ等しくなる。一方、両者の洪水前後における砂州面積および体積の変化状況はかなり異なっている。これは砂州変動の傾向だけに限っても流砂量だけから地形変動を考察することがいかに難しいかを示している。

2.2 下流部(河口から第十堰まで)の地形変動特性

図-5は建設省定期横断深淺測量結果から計算された下流部(河口0～13 km)における平均河床高さの1978年以降の変化を示している。河口の0～0.5 km 区間では1989年までは河床低下し、その後堆積傾向に転じている。一方、0.5～5 km と7～8 km では概ね河床の上昇傾向が見られる。5～7 km と8～11 km にかけては平均河床高さの変化は小さい。第十堰直下の11～13 km 付近は河床変動量が大きい。波高2 m、波長1 km 程度の波動となって下流方向に伝播しているように解釈できる。

著者の一部(1999)は別論文にて複素数を用いた主成分解析法を提案している。この解析法は横木ら(1998)が用いた複素主成分解析法を進展させ、進行波成分のみならず、負の方向へ進行する成分波についても抽出する

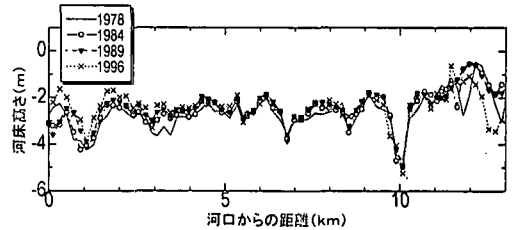


図-5 平均河床高さの変化

ことが可能であることが特徴である。解析対象の変動関数を $\eta(x, t)$ とすると、主成分解析により固有分解した結果は次のように表現できる。

$$\eta(x, t) = \sum_{1 \leq n \leq M} \lambda_n c_n(t) e_n(x) \dots\dots\dots (2)$$

$$c_n(t) = \sum_p \exp(i\omega_n p t) \dots\dots\dots (3)$$

$$e_n(x) = e_n^+(x) + e_n^-(x) \\ = \sum_q \beta_{n,q} \exp(ik_{n,q} x) + \sum_q \chi_{n,q} \exp(-ik_{n,q} x) \dots\dots\dots (4)$$

ここで、 λ_n は相関行列の固有値、 $c_n(t)$ 、 $e_n(x)$ はそれぞれ時間方向、空間方向に意味を有する固有関数である。また $c_n(t)e_n^+(x)$ 、 $c_n(t)e_n^-(x)$ はそれぞれ負(下流)方向および正(上流)方向に進行する成分関数となる。なお、 e_n の添字の符号と進行方向が逆である点に注意を要する。

現段階では空間方向に1次元の解析法にとどまっている。そこで、解析対象データには河口より0～13.8 km まで0.2 km 間隔に測量された70断面の流水断面面積を用いて1次元的な河床変動特性を調べた。解析に用いたのは1980, 1992, 1994, 1995年を除く1978年から1996年までの毎年1～3月15年分のデータである。1979年以降の各年の断面積値と1978年の断面積値の差を求め、断面積変動量について解析した。なお、固有関数の絶対値は重要でないため、いずれの図も固有関数の平均値で除し、無次元化して表示している。図-6(a)に主成分解析によ

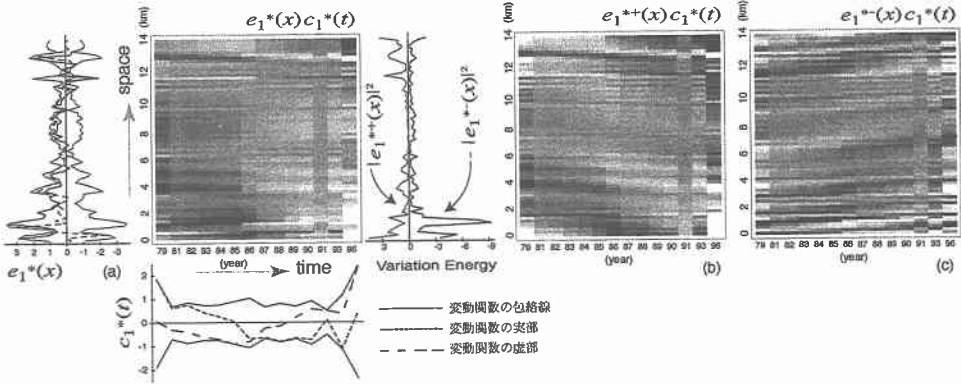


図-6 複素主成分解析による吉野川下流部の河床変動特性

り抽出された第1モードの変動の強さを濃淡で示している。このモードの寄与率は61.5%である。この図で濃くなるほど浸食傾向が強くなり、白くなるほど堆積傾向が強いことを示している。(a)図の左側に空間方向の固有関数、下側に時間方向の固有関数を示す。それぞれの実線は固有関数の包絡線、長・短の破線は固有関数の虚部、実部を示している。包絡線関数と変動関数が接する間隔から変動周期または卓越波長の検出が期待できる。データ量が少なく精度には問題があるが、時間の固有関数からは半周期が約8年の周期性が検出され、空間の固有関数から10~13 kmの範囲で波長約1 kmの波動が検出される。

次に空間の固有関数を複素数FFT解析により、正方向、負方向に進行する成分に分離して、(b)、(c)に示す。また(b)の図の左側には変動関数のエネルギーを進行方向別に示す。変動エネルギーは0~2 km, 3~4 km, 11~12 km, 12~13.8 kmで大きく、この部分での河床変動が活発であることがわかる。この内、変動エネルギーの大きい1 km付近では1988年までは浸食傾向が続いた後、堆積傾向に転じている。また上流側に進む波動成分(e1**)が卓越していることから、この間の地形変化は主に河口から上流側に伝わっていることがわかる。一方、13 km付近ではe1**+が卓越し、変動が上流から下流に進んでいること、1987年頃に浸食から堆積に転じたことなどが理解できる。

3. 河口内水位と砂州の関係

田中(1995)は河口砂州が発達した中小河川(七北田川)での河口内水位にwave-setupの影響が大きいことを明らかにしている。吉野川は河口部の川幅が1.3 kmある大河川ではあるが、河口砂州が最大で河道の60%程度に達する。そこで、砂州の存在が河道内水位変動に影響を及ぼしている可能性があると考え、河口内水位と外海水位(小松島港潮位)の関係について検討した。河口

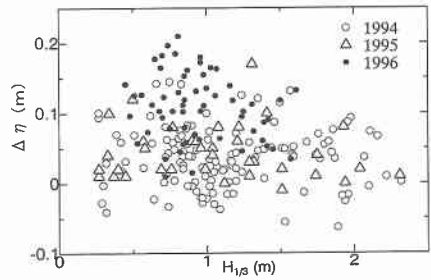


図-7 外海との水位差と有義波高

内水位は図-1に示す沖洲水位観測所で測定されている。wave-setupの影響も確認するため、1994年から1996年の3年間を対象に小松島港沖の有義波高が1 mを超え、吉野川河口での波高が最も大きくなるSEおよびSSE方向の波が襲来した日を選んだ。その中で河川流量の影響が無視できると考えられる日平均流量が100 m³/s以下の日の水位変動を解析対象とした。

結果を図-7に示すが、有義波高H1/3と外海との水位差Δηの関係に明確な関係は見られず、本河川ではwave-setupによる水位上昇は無視できることがわかる。また観測時に近い日に撮影された衛星写真から判読された河口閉塞率は1994, 1995年, 1996年の順に56.0%, 60.0%, 66.4%である。これに対し、平均水位上昇量は0.041 m, 0.044 m, 0.106 mと河口閉塞率の増加に伴い、水位上昇量が大きくなっている。このことから河口砂州による流れ抑制効果は河口内水位に対して10 cm程度の上昇要因になっていることがわかる。

4. 洪水時の河床変動計算

河口では洪水などの河川の作用と波浪や潮流などの海の作用が共存しているため、長期的な河口変化を予測するためには、両者を含めたシミュレーションが必要とな

る。しかし、ここでは洪水流による河口周辺の地形変化のみを対象とし、海域からの外力の影響については無視して検討した。

最近の研究では桑原ら (1995) や鈴木ら (1997) が洪水前後の河口の地形変化を差分計算で調べている。前者では掃流砂量式として、Meyer Peter and Müller の式 (以下 MPM と略す) または Einstein and Brown の式、浮遊砂量式として、Lane and Kalinske の式 (以下 L-K 式と略す) を取り上げ、掃流砂量式のみ、浮遊砂量式のみ、両者を組み合わせる場合について考察している。その結果、掃流砂量式を用いた結果では河床変動が過小評価され、浮遊砂量式 (L-K 式) での再現性が高いことが示された。一方、後者では MPM 式を用いて計算されている。両者で流砂量式や計算方法が相当異なるが、いずれも良好な地形再現が行われている。

ここでは掃流砂量式には MPM 式および芦田・道上式、浮遊砂量式には L-K 式を用いて河床変動計算を行い、各流砂量式の吉野川河口での洪水時の砂州変形計算への適用性について検討した。

計算対象とする洪水は 1990 年 9 月のもので、河口から 25 km の位置にある中央橋でのピーク流量が 11349 m³/s と平成になって最大規模の洪水である。図-8 に中央橋での流量曲線と河口周辺の水位変化を示す。

4.1 基礎式

数値計算方法は既報 (1998) と同じであり、ここではその概略を述べる。流れは一般的な 2 次元浅水方程式と鉛直方向に積分した連続式を用いる。今回の計算ではコリオリ項、水平拡散項は事前の検討から結果にほとんど影響しないことが確認されたので省略し、抵抗則には Manning 則を用いたが、粗度係数 *n* は試行計算の結果 0.02 を採用した。

掃流砂では次の流砂の連続式を用いる。

∂z/∂t + 1/(1-λ) (∂q_{bx}/∂x + ∂q_{by}/∂y) = 0 (5)

ここで、*z* は河床高さ、*λ* は空隙率、*q_{bx}*、*q_{by}* は *x*、*y* 方向への掃流砂量である。また、河床の局所的な勾配の影響を考慮するため、長谷川 (1983) の式を用いて流砂量

の補正を行った。一方、浮遊砂の場合は連続式には

∂z/∂t = w₀(C_b - C_{bo})..... (6)

を用いた。ここで、*w₀* は沈降速度、*C_b*、*C_{bo}* は底面浮遊砂濃度と平衡状態の底面浮遊砂濃度である。*C_{bo}* は Lane-Kalinske の式を用いた。また底面濃度 *C_b* は Lane-Kalinske の濃度分布を鉛直方向に積分することにより断面平均濃度 *C̄* に関連付けられる。断面平均濃度 *C̄* を鉛直方向に積分された移流拡散方程式に組み込んで計算を進めた。

4.2 計算方法

数値計算は境界の表現が容易な 3 角形 1 次要素を用いた有限要素法による。時間項は 2 段階階解法により差分化し、マトリックスの計算は選択集中質量行列法により、質量の集中化を行っている。

河口より上流側に約 12 km、海側に約 6 km の範囲を計算対象区域とした。節点数は 3200、要素数は 6083 である。上流端での流量は、中央橋観測点の実測値をスプライン関数で補間して与え、海境界での潮位は小松島港の観測データの位相を潮汐の伝播速度を考慮して補正したものをを用いた。

流砂量の境界条件には、上流端、海側境界では平衡掃流砂量または平衡浮遊砂濃度を与え、河床変動が無いものとして処理した。地形データとして、河道部分については建設省の測量データ (1990 年 3 月及び 1991 年 3 月) を用いた。洪水時期と約半年の時間的なずれがあるため、微地形は洪水時と異なることが推測される。また海域では同時期に深浅測量は行われていないため、河口前面で徳島県が 1996 年 11 月に測量したデータと海図を併用して地形データを作成した。したがって海域の地形変化はこの計算の解析対象外である。なお、0~5 km の間で底質調査を行ったところ、*d* = 0.2~0.6 mm であった。これを参考に *d* = 0.3 mm として計算した。計算ケースは、MPM 式を用いた場合 (ただし、桑原らと同様に掃流砂量を 3 倍にした)、芦田・道上式 (AM 式) を用いた場合、L-K 式を用いた場合、掃流砂量式 (MPM) + 浮遊砂量式 (L-K) の両方を用いた場合の 4 ケースである。

4.3 計算結果

図-9 に沖洲水位観測所で測定された水位と計算水位を比較して示す。いずれの計算方法でも洪水時の水位が過大に計算されている。これは沖洲観測所に近い右岸側の砂州の切断が忠実に計算できていないためである。この最も大きな要因は砂州部分の要素サイズが大きすぎたため、幅 50~100 m の砂州形状を忠実に表現できていなかったためと考えられる。

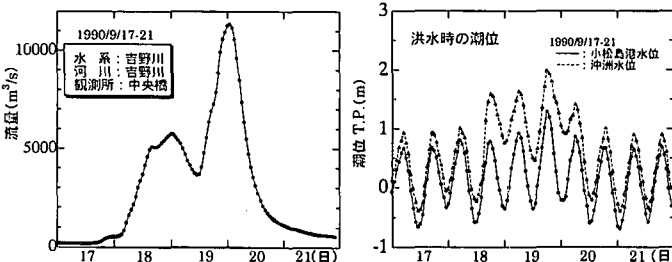


図-8 1990 年洪水の流量と水位曲線

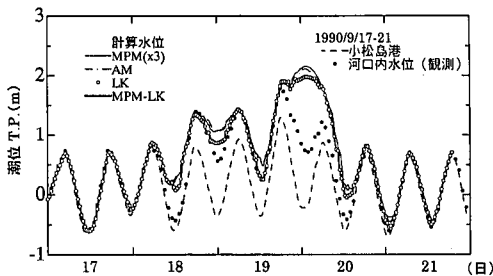


図-9 河口水位についての計算と実測の比較

4 ケースの計算の中では L-K 式を用いた 2 つの計算結果が実測波形に近くなっており、河床変動状況がある程度表しうると思われる。

図-10 は砂州部分の断面形状について MPM 式と MPM+L-K 式による計算した結果を比較して示す。後者の流砂量が大きいいため、地形変動量に若干の違いは見られるが、左岸よりの砂州先端部の浸食が表現されている。1.0 km 地点で洪水後約半年経過した 1991 年の地形を見ると砂州左岸部で計算よりかなり大きなフラッシュがあったことがわかるが、これには洪水後の波浪による浸食の影響も無視できないと思われる。

図-11 に砂州周辺地形の計算結果を示す。4 ケースの中では比較的地形の再現性が高かった MPM+L-K 式を用いたケースである。砂州の左岸側のフラッシュ現象は概略表現できているが、先にも述べたように右岸側の砂州切断は表せていない。

5. 結 語

衛星写真や定期横断測量データを用いて過去約 20 年の吉野川下流域の地形変動特性について考察した。河口のように河川と海の寄与が複雑に絡み合っている場では著者らの考案した複素主成分解析法が地形変動の特徴抽出に有効であることがわかった。

洪水による短期の地形変動の再現計算では砂州の切断などの微地形の変動を表現できなかったものの、先端部の浸食状況などはある程度説明できた。

謝辞: 本研究は文部省科学研究費基盤研究(C)(2)(番号 106505) および基盤研究(B)(2)(番号 09555158) の補助を得た。研究で利用した LANDSAT データ, JERS データは(財)リモートセンシングセンター, 宇宙開発事業団より研究者配布データとして提供された。地形データ, 波浪データなどは建設省徳島工事事務所, 徳島県土木部港湾空港整備局, 運輸省小松島空港港湾工事事務所より提供を受けた。ここに記して各位に深謝いたします。

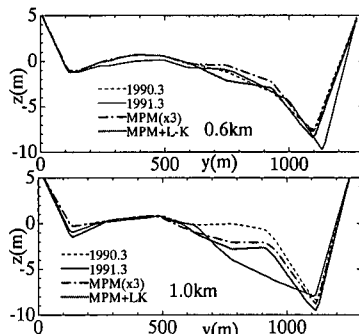


図-10 断面形状の比較

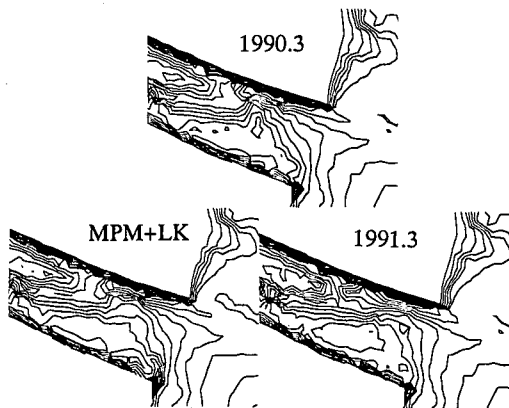


図-11 砂州形状変化の比較

参 考 文 献

- 宇多高明・川崎俊太・加藤憲一 (1995): 吉野川河口砂州の後退・縮小原因について, 海岸工学論文集, 第 42 巻, pp. 576-580.
- 加藤一正・田中則男・木村久雄・赤石正廣 (1983): 大河川河口部周辺の移動床模型実験, 港湾技研報告, Vol. 22, No. 2, pp. 3-87.
- 北野利一・中野晋・岡彰紀・間瀬 肇 (1999): 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.
- 桑原直樹・田中 仁・佐藤勝弘・首藤信夫 (1995): 洪水時における河口地形変化の数値計算, 海岸工学論文集, 第 42 巻, pp. 596-600.
- 河村三郎 (1982): 土砂水理学 1, 339 p.
- 鈴木幸一・山本裕規・黄 国梁 (1997): 洪水による重信川河口部の二次元河床変動, 愛媛大学工学部紀要, pp. 345-353.
- 中野 晋・藤井 勇・河井裕輔・北野利一・三井 宏 (1998): 吉野川河口地形の経年変化と大出水時の地形変動シミュレーション, 徳島大学工学部研究報告, No. 43, pp. 45-55.
- 長谷川和義 (1983): 沖積蛇行の平面および河床形状と流れに関する水理学的研究, 北海道大学学位論文.
- 横木裕宗・三村信男・佐藤圭輔 (1998): 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.