

阿武隈川河口砂州の変形特性

真野 明*・沢本正樹**・長尾昌朋***・富樫健一****

1. ま え が き

河口砂州の消長は、洪水の疎通能力や沿岸での漂砂の収支などに影響するため、河川災害・海象災害両方の潜在的要因となっており、多くの研究が行われてきている。沢本ら（1987）、Sawamoto・Shuto（1988）および岩渕・沢本（1991）は阿武隈川の河口砂州の変形過程を実測資料をもとに解析し、様々な時間スケールの現象が存在することを指摘している。河口砂州を研究する大きな目標は、洪水や沿岸漂砂に与える影響を定量的に評価して将来予測を行えるようにすることにある。このために準備しなければならないことは2つあって、1つはできるだけ多くの外力に対する砂州の応答の形態を調べること、2つ目はその定量的な評価である。上記沢本らの研究は前者にあたり、本研究は後者を目標とした。河口砂州における大規模な砂移動は、大洪水によって生じるので、この洪水あるいは洪水群の発生間隔が長いほうの一つの重要な時間スケールとなる。一方洪水過程やその後の砂州先端の伸張はこれに比べるとずっと短い時間スケールの現象である。研究を進める上で基礎となるのは観測資料であるが、前述の様な広い時間スケールを網羅することが、安定した全体像を得るために必要であり、本研究では50年以上の観測期間を持つ航空写真や建設省による流量観測資料、日単位から数週間の間隔で実施し現在まで9年間継続している、著者らのグループによる現地観測資料などを収集解析することにより、この目標に近づこうとしたものである。

2. 観 測 資 料

2.1 流量観測資料

阿武隈川は福島県、宮城県、山形県の3県にまたがる流域面積5405 km²、幹線流路延長239 kmの一級河川である。

建設省によって行われている阿武隈川、岩沼地点（河口より8 km上流）の流量観測の資料を収集した。1956年

から定期観測が行われ、日平均流量が流量年表に載っている。また洪水の観測は、それより早い1941年から行われ洪水ハイドログラフの資料がある。阿武隈川では日平均流量が、2000 m³/sを越えると、砂州に顕著な変形が現れるので、これに準拠して洪水ハイドログラフの資料を収集した。これらの洪水のピーク流量 Q_{max} 、日平均最大流量 $\bar{Q}_{max}$ 、総流出量 ΣQ 、総運動エネルギー ΣKE を表一1に示す。ここで1985年の洪水は流量は小さいが、後述する貴重な洪水であり、ここに収録した。また1989年の洪水は12時間に1回の観測であるので流量等は小さくなっている。総流出量は洪水の立ち上がり時刻から、洪水による流量の増加がピーク時の増加の約10%に下がる時刻まで積分して求めた。総運動エネルギーは後述する。図一1に総流出量の経年変化を示す。1940～50代は大きな洪水が頻発しているが、次の20年間は洪水の総流量が半分程度に下がっている。1980年代に入ると再び活発になり、1986年にはピーク流量では阿武隈川の下流部

表一1 阿武隈川河口における主要洪水の諸量

date	Q_{max} ×10 ³ m ³ /s	$\bar{Q}_{max}$ ×10 ³ m ³ /s	ΣQ ×10 ⁶ m ³ /s	ΣKE ×10 ³ J	remarks
1941/07/23	6.3	5.1*	9.3	1.95	Typhoon
1943/10/03	2.9	2.6*	4.1	0.74	
1947/09/16	3.8	3.4*	5.2	1.00	T.Catherine
1948/09/17	5.0	4.6*	7.3	1.51	T.Ion
1950/08/04	3.5	2.4*	6.5	1.09	Tropical C.
1956/07/17	3.8	2.3	6.7	0.89	Front
1958/09/27	4.9	3.3	7.2	1.37	T.Kanogawa
1962/07/14	3.4	1.9	3.8	0.57	Front
1966/06/29	3.7	2.8	4.0	0.75	T.04
1966/09/26	3.6	2.1	4.2	1.06	T.24/26
1971/09/01	2.9	2.7	4.1	0.65	T.23
1977/09/20	2.4	2.0*	2.4	0.36	T.11
1978/06/28	2.7	2.3	3.0	0.50	Front
1981/08/23	3.9	2.5	3.3	0.65	T.15
1982/09/13	5.7	4.6	5.7	1.25	T.18
1985/07/01	2.8	1.7	2.6	0.47	T.06
1986/08/05	7.6	5.0	7.7	2.08	T.10
1989/08/07+	5.2	3.0	4.4	0.84	T.13
1991/09/20	3.2	2.4	3.5	0.51	T.18
1991/10/13	3.4	2.9	6.8	0.87	T.21/22
1992/06/21	2.7	1.9	2.7	0.30	Front

* 正会員 工博 東北大学助教授 工学部土木工学科

** 正会員 工博 東北大学教授 工学部土木工学科

*** 正会員 工修 東北大学助手 工学部土木工学科

**** 正会員 山形県

で観測史上最大の洪水が発生した。

図-2には各洪水のピーク流量と総流出量の相関を示す。データは1970年を境にその前を白丸で、後を黒丸で示した。両者は異なる傾向を示している。1940～50年代の洪水を契機に河川改修が行われており、相対的にピーク流量が大きくなった原因の1つと考えられる。なお、図中1991年10月の洪水だけが最近の傾向から外れているが、これは台風21号と22号による洪水が合体し双峰型のハイドログラフとなっているので、総流量を半分にすれば特異でなくなる。

2.2 波浪観測資料

運輸省が仙台新港の沖4000m、水深20mの所で観測している波浪データから1984年から現在までの有義波高、有義波周期、波向き資料を収集した。砂州の変形との相関を調べるため、阿武隈川河口部の沖合いでのエネルギーフラックス F およびその沿岸方向成分 F_x と岸沖方向成分 F_y を次式により算定した。

$$F = E \cdot C_g \cdot \cos \theta \quad \dots\dots\dots (1)$$

$$F_x = F \cdot \sin \theta, \quad F_y = F \cdot \cos \theta$$

ここで、 F は沿岸方向の単位距離に対するエネルギーフラックスとして定義しており、 E はエネルギー密度、 C_g は深海条件での群速度、 θ は波向きで汀線に直角入射の方向を0とし、時計回りを正としてある。阿武隈川はほぼ東向きに開口しており、 $F_x > 0$ は北向きのエネルギーの流れを意味する。岸近くでは種々の波の変形があるので、簡単な沖波の量で評価した。

2.3 深浅測量資料

建設省が実施した河口砂州付近の1940～1992年の26回の深浅測量のデータを収集した。1940～50年代のものは、近年のものに比べて測量年毎の地形変動が大きく、誤差が多分に含まれているものと推測されるが、大洪水の後に出来るテラス地形のような大規模地形は現われており、情報を取り出すことが出来る。

2.4 航空写真

1947年から現在まで各機関が撮影した80枚の航空写真を収集した。航空写真による砂州変形過程は沢本ら(1987)、Sawamoto・Shuto(1988)に詳しく述べられている。

2.5 汀線測量資料

東北大学では、1984年から現在まで193回の砂州汀線測量を実施した。測量間隔は、通常は1～2週であるが、洪水時には数時間単位から日単位と間隔を詰めている。また1989年からは図-3に示すように、25m間隔に杭を打ち、砂州の高さの測量を行っている。汀線測量から後で解析する砂州の面積が求められるが、砂州の上流側は勾配が小さく、水位によって面積が大きく変わるため実線から海側の範囲で面積を求めた。

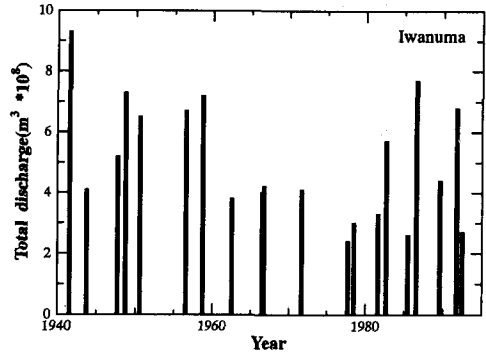


図-1 各洪水の総流出量

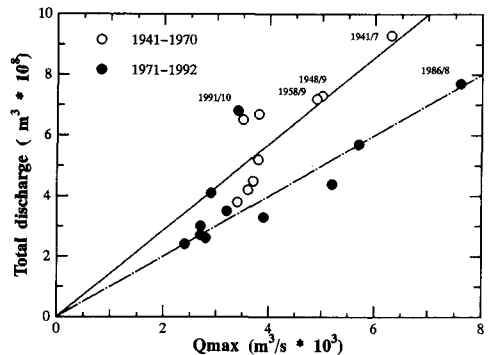


図-2 総流出量とピーク流量の相関

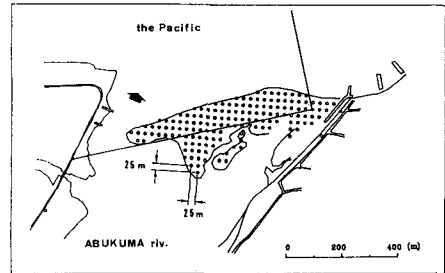


図-3 砂州面積の算定範囲

3. 砂州の変形特性

3.1 砂州の伸張方向

前章で述べた観測は最長で約50年にわたるが、この中で顕著な最も長い時間スケールの現象は、砂州の伸張方向が右岸と左岸で交代している現象である(沢本ら1987)。この間の変形機構は流量の観測資料等から以下のように推定することが出来る。1940～50年代は砂州の開口部が河口中央から左岸寄りである。阿武隈川河口周辺の海域では、漂砂は南から北に向かう方向が卓越しているので、右岸から伸びる砂州は砂の供給を受け易い状況にある。この期間はまた洪水の活発な期間でもあり、これらの洪水によって砂州開口部の位置は比較的安定してい

る。1960年代に入ると、洪水の規模が小さくなり、右岸から伸びた砂州が漂砂の供給を受けて一方的に発達し、1964年7月の航空写真では、砂州の長さが河幅を越えて河口を塞ぐように右岸から伸びている。この状態は一種の不安定状態で、その後の洪水で砂州の中央から右岸よりが開口し、1970年代の約10年間は開口部が右岸よりにある。この状態では右岸からの漂砂の輸送が開口部の流れによって阻害されるので、左岸から伸びた砂州は伸張するものの幅の小さい痩せたものとなっている。1980年代に入り洪水の規模が再び大きくなり、砂州中央が開口し、以来現在まで砂州は右岸から伸びた状態を保っている。

砂州の細かい変形や外力との定量的な相関は、以下に述べるようにデータが豊富な1984年以降について解析しなければならないが、例えば中小の洪水が来たときの砂州の変形等の現象はその時の砂州形状の影響を受けるので、上で述べてきたような長期的な変動特性が関係し

てくることに注意を要する。

3.2 河口最小開口幅

図-4に日平均流量、河口最小開口幅、砂州面積、波エネルギーフラックスの経時変化を示す。開口幅、砂州面積とも洪水に対応して変化するが、その応答は開口幅の方が敏感である。洪水後の開口幅が縮小する過程は比較的早くて、2~3ヶ月で阿武隈川の平水量に対する平衡断面の開口幅50~60m(青田・首藤1980)に近づく。1986年の洪水の場合は少し長く6ヶ月程度を要している。一方砂州面積の変化を見ると、日平均流量が2000 m³/sを越えるような洪水で顕著な変化が現われる。また洪水後の回復過程も、開口幅の場合に比べて長く続き、その間砂州の幅が大きくなっていく。

最初に洪水とそれによって開かれた河口最小幅の相関を定量的に評価する。図-5は1985年の洪水の流量と河口最小幅の経時変化を示したものである。洪水過程が測定された貴重な例である。この図を見ると、河口最小幅は洪水中時間の経過とともに増加し、ピーク流量の時刻を過ぎてもなお増加することがわかる。それゆえ洪水後の河口最小幅をピーク流量と関係付けるのは因果関係から正しくない。また、日平均流量は洪水のピークの時刻によって変動するので定量的な評価をするのには向かない。そこで、洪水全体の情報を含んだ最も簡単な量として、総流出量を選び、表-1にあげた洪水のうち、1984年以降のものについて、洪水後の河口最小幅と相関を取ったのが、図-6である。ここで、1985年と1986年の洪水は砂州の上を越流しており、右岸より副水路が出来たが、ここには加えてない。図中、1992年の洪水を例外とするとほぼ直線的な関係にあることが分かる。

1992年の洪水が特異となったのは、図-7に示すように、砂州先端部に大きな弧状の海浜が発達し、砂州先端部が砂嘴状に細くなったためである。これは北東方向からの波によって作られたものであり、原因として次の2つが挙げられる。1つは沖波の波向きに北東のものが卓越していることで、図-4の沿岸方向のエネルギーフラ

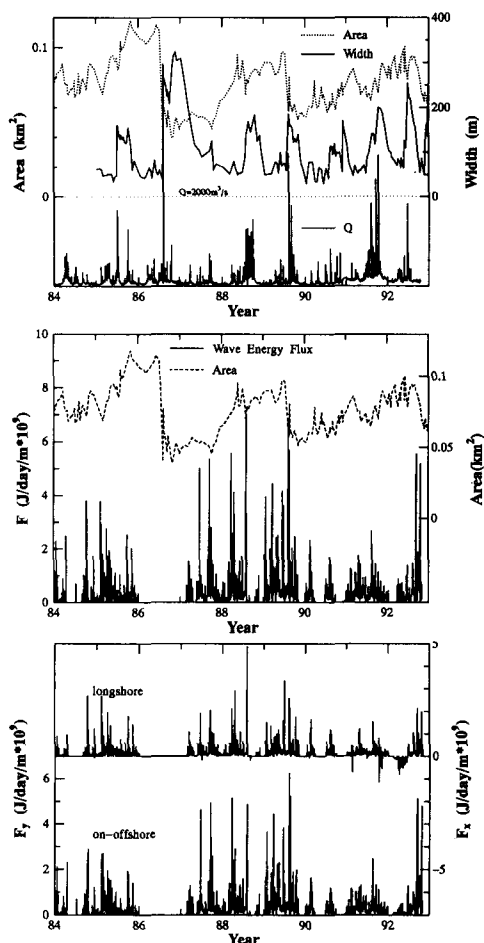


図-4 河口開口幅、砂州面積、日平均流量、波エネルギーフラックスの時系列

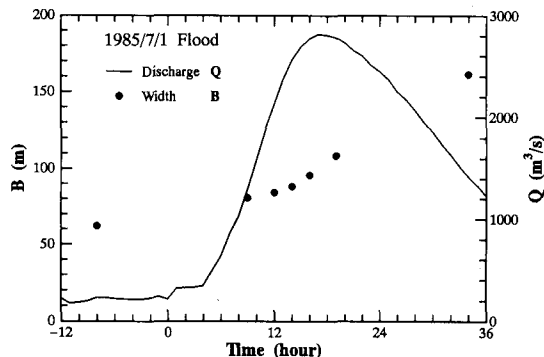


図-5 1985年洪水過程。流量 Q と河口最小開口幅 B

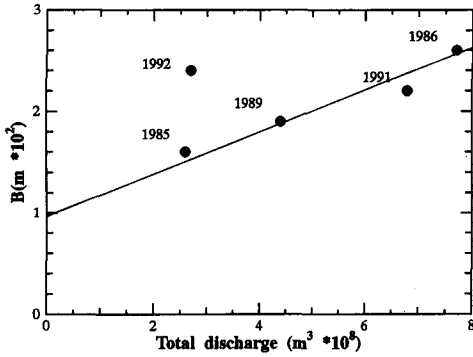
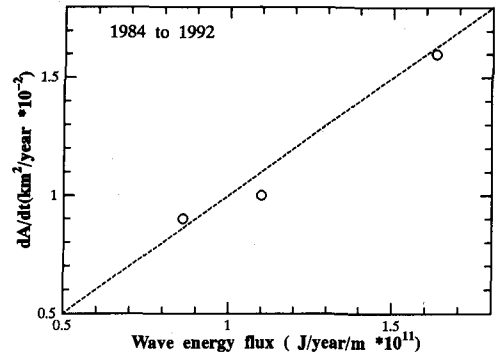
図-6 河口最小開口幅 B と総流出量 ΣQ の相関

図-8 砂州面積の変化率と平均波エネルギーフラックスの相関

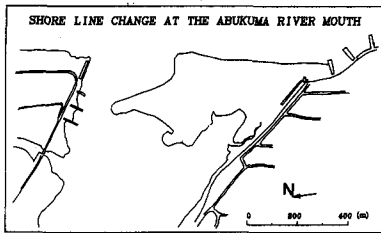


図-7 1992年6月の砂州形状

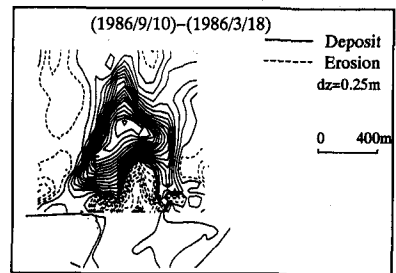


図-9 1986年洪水による土砂堆積

ックスの分布が1992年の前半で負になっていることから確認できる。それ以前では南向きの成分はほとんど見られない。2つめは、テラス地形が変形してきており、地形と流れによる屈折の影響である。屈折の様子は航空写真により確認できる。

3.3 砂州面積

次に図-4に示した砂州面積の回復過程を定量的に評価する。全観測期間9年間で大きく見ると、1986年と1989年の洪水を境にして、3つの小区間に分けられる。この小区間の中では細かい変動を無視すれば、砂州面積はほぼ時間の経過に従って増加している。また、1986年の洪水から始まる区間ではその勾配が幾分か大きい。砂州の発達には波によるものであるから、波エネルギーフラックスとの関係を調べると、この真中の区間でフラックスが大きくなっていることが分かる。そこで砂州面積の増加率とエネルギーフラックスを小区間で積分し、1年当りの量として計算した平均エネルギーフラックス F との関係プロットしたのが図-8である。2つの量はほぼ直線関係にある。1986年の洪水における砂州面積の縮小が約 0.07 km^2 であり、平均的な年の波エネルギーフラックスが約 $1.0 \times 10^{11} \text{ J/year/m}$ (3.2 kW/m) であるので砂州面積が1986年洪水の前の値に戻るには約7年かかる。河口最小幅が約6ヶ月かかって回復したのに比べ、長い時間がかかることが示される。

3.3 河口テラス

1986年の洪水では大きな河口テラスが作られた。この洪水の前後1986年3月18日と1986年9月10日に深淺測量が行われており、これらの差をとって堆積・侵食分布を求めた(図-9)。河口沖合いで最大4mの堆積が見られる。この堆積域の全堆積土砂量は約 $8.7 \times 10^5 \text{ m}^3$ と計算される。これに対して砂州、砂州と左岸の間の開口部、海域の開口部前面の侵食域における全侵食量は約 $5.3 \times 10^5 \text{ m}^3$ となり、残りの $3.4 \times 10^5 \text{ m}^3$ は上流から輸送された土砂と推定される。なお佐々木ら(1987)はこの洪水での海域の総堆積土砂量を $6.3 \times 10^5 \text{ m}^3$ と算定しているが、この値は開口部前面での侵食量 $1.2 \times 10^5 \text{ m}^3$ 等を差し引いた総量と考えられる。河口開口部から堆積の中心までは約800mあるので、洪水が土砂を運んだ仕事量 W_s は次のように表わされる。

$$W_s = L \cdot V \cdot (\rho_s - \rho_w) \cdot (1 - \lambda) \cdot g \cdot \mu_f \dots \dots \dots (2)$$

ここで、 L は土砂運搬距離、 V は土砂の体積、 ρ_s と ρ_w は土砂と水の密度、 λ は堆積土砂の空隙率、 g は重力の加速度、 μ_f は摩擦係数である。 $\lambda = 0.4$ 、 $\mu_f = 0.5$ として、上記の式の計算をすると、 $W_s = 3.2 \times 10^{12} \text{ J}$ となる。これと対比する量は河口開口部を通過する洪水の運動エネルギーであり、開口部で限界水深が生じるとして次式により計算した。

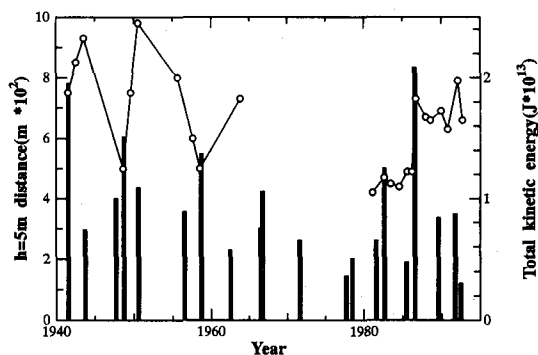


図-10 総運動エネルギー（棒グラフ）と水深5mテラスの対岸距離

$$W_w = \int \rho_w \cdot Q \cdot \frac{u^2}{2} \cdot dt$$

$$= \int \rho_w \cdot g^{2/3} \cdot \frac{Q^{5/3}}{2 \cdot B^{2/3}} \cdot dt \dots\dots\dots (3)$$

ここで、 Q は流量、 B は開口部水面幅、 $u = \sqrt{ga/B}$ は流速、 a は流水断面積である。

Q の経時変化には洪水ハイドログラフを用い、 B には時間の一次関数を用いると上式が計算できる。1986 年の洪水について計算すると、 $W_w = 2.1 \times 10^{13} \text{ J}$ となり、土砂を運搬した仕事量はこの総運動エネルギーの 6.5% となる。

他の洪水についても同様に、この総運動エネルギーを計算し表-1 にその値を示した。ここで 1982 年以前の洪水については洪水前後の最小開口幅のデータが無いので、洪水前は平水量に対する動的平衡値の 50 m を用い、洪水後に付いては図-6 の直線関係をつかった。ここで前に述べたように、1960~70 年代は砂州が痩せているため、1992 年の洪水で考察したように、図-6 の関係は使えないが、この期間は大きな洪水が発生していないので結果に与える影響は小さい。

次に、この総運動エネルギーと河口テラスの特性量の関係を調べる。古い深淺測量の測量間隔や精度を考慮して、特性量としては水深 5 m 等深線の海岸線からの最遠距離とした。この関係を図-10 に示す。阿武隈川で大きなテラスを発達させた洪水は 1941 年、1948 年、1958 年、

1986 年の 4 つの洪水である。これらの洪水は何れも総運動エネルギーで $1.3 \times 10^{13} \text{ J}$ を越えており、これが大きなテラスを発達させる洪水の一つのしきい値となる。なおこの 4 つの洪水は総流量で考えても上位 4 つを占める。しかし、総流量で高い位置にある 1956 年の前線による洪水や、1991 年の双子台風による洪水を、総運動エネルギーで見ると低い位置になり、河口テラスの位置と比べると、エネルギーで見た方が相関が高いことが分かる。

1940 年代、1950 年代は大きな河口テラスが発達しているが、それらは 7 年~10 年で縮小しており、これが河口テラスの縮小の時間スケールと考えてよいであろう。縮小の段階で何れもテラスに刻まれた河谷が見られる。大洪水は大きな河口テラスを形成するが、それよりも小さな洪水がそのテラスに谷を刻みつけ、波がその後を侵食して均して行く過程をたどるようである。

4. おわりに

阿武隈川の河口砂州の変形やそれに影響を与える外力の資料を収集・解析し、開口幅、砂州面積、河口テラスの種々の段階の特性量と外力の関係、変形の時間スケール等を明らかにした。

本研究を行うにあたり、建設省東北地方建設局仙台工事事務所、運輸省第二港湾建設局塩釜港工事事務所より貴重な資料を提供頂いた。最後に本研究は文部省科学研究費重点領域研究(代表：名古屋大学高木不折教授)、および小川記念基金の援助を受けたことを付記し、感謝の意を表します。

参 考 文 献

- 青田茂雄・首藤伸夫 (1980): 河口断面変化過程の数値モデル, 第 24 回水理講演会論文集, pp. 203-208.
- 岩淵 巧・沢本正樹 (1991): 中間的時間スケールでみた阿武隈川河口部の地形変化, 海岸工学論文集, 第 38 巻, pp. 366-370.
- 佐々木隆士・宇多高明・刀爾 賢・菅原信雄・海野 仁 (1987): 洪水流による河口砂州のフラッシュ観測, 第 34 回海岸工学講演会論文集, pp. 327-331.
- 沢本正樹・首藤伸夫・谷口哲也 (1987): 阿武隈川河口砂州の変形過程, 土木学会論文集, 第 387 号/II-8, pp. 179-188.
- Sawamoto, M. and N. Shuto (1988): Topographical change due to floods and recovery process at the Abukuma river mouth, Coastal Engineering in Japan, Vol. 30, No. 2, pp. 99-117.