

## 阿武隈川の土砂排出速度

真野 明・沢本正樹\*

\*東北大学大学院工学研究科

### 要 旨

仙台湾の海底や仙台平野を構成する土砂の主要な供給源の一つとして阿武隈川がある。近年、阿武隈川の河口に隣接する海岸の沿岸漂砂下手側海岸が侵食する傾向にあり、土砂供給源としての阿武隈川の特性が変化していることを示している。そこで、阿武隈川河口の周辺で実施されている、さまざまな機関の観測結果を収集してそれらを解析し、阿武隈川が海域に排出する土砂の、短期的および長期的な輸送速度を推定した。

キーワード：流送土砂、沿岸漂砂、阿武隈川、河口

### 1. はじめに

流域の開発により、海域への土砂供給が減り、これが海岸侵食の一因であると指摘されて久しい。しかし、具体的な因果関係の証明や、定量的な評価はほとんど行われていないのが現状である。長期的に、安全で豊かな国土を計画し、それを実現していくためには、流域と海域を含めて、土砂の生産から、輸送、堆積までを一貫して評価することが必要となる。

著者らは、阿武隈川を研究フィールドに選び、このような評価手法の開発を大きな目標として、阿武隈川の流域や、河口に続くその周りの海域のさまざまな地域で調査を行ってきた。他の機関が実施した観測データを集め、また自らも観測や測量を行い、解析を行ってきたものである。目標は未だ遠く離れているが、そこに近づくための一つの段階として、これまでの解析結果をまとめ、それぞれ別個に行っていた研究の関係づけを行ったのが本報告である。

近年の海岸侵食の進行は、流域に手を加えたことの一つの原因があるので、最初に土砂環境の変遷を調べることが重要で、その基となる観測データが必要となる。

これまで測られてきたデータを集めてみると、ここ十年くらいの期間では比較的多くのデータがあるが、それから遡るに従って数は減り、五十年を越えると定量的な解析を行える観測値はほとんどなくなる。ダムの築造や砂利採取といった流域の顕著な土砂環境の変更は数十年の歴史を有しているが、流域に手を加える前の土砂の環境を知るためのデータは極限られており、他のもので補う必要がある。

阿武隈川は仙台湾に注いでいるが、仙台湾の海底には第四紀完新世に生成した堆積物が厚く表面を覆っている。その堆積物はさらに幾つかの層に分かれ、各層の成立年代が推定されている。本報告では、これらのデータも使って流送土砂量を概算した。この場合に時間スケールはさらに長くなり、数千年のオーダーになる。時間スケールが長くなると、それに伴って土砂が運ばれる空間的なスケールも広くなる。本報告で用いる河口周辺の言葉は、河口を通過する土砂が移動する範囲の意味で用いており、長い時間スケールを考えるときには仙台湾の広い範囲が対象となる。

土砂の移動を考える時に重要なパラメータは、時間ともう一つ粒径である。仙台湾南部の仙台海岸はゆるい弧状の砂浜海岸となっており、約 50km の延長があるが、そこでの中央粒径は比較的狭い範囲にあり、0.2~0.4mm である。AGU の分類では細砂から中砂になる。

さらに、仙台湾海底の地質調査結果をみると、細砂の層が海岸線から水深約 18m のまでの範囲の帯状の部分に、細長く分布していることがわかる。この章の最初に述べたように、研究の大きな動機は海岸侵食にあるので、この海岸の近くにある粒径の土砂に焦点を絞っているいろいろな場所で追いかけてみるのが面白い。

以下の章で各論に入るが、順序は問題の生じている海域から流域へ、またスケールの大きなものから小さなものへ述べていくことにする。最後に再び河口に戻って、そこで生じている土砂の移動に関する特異な現象について述べる。その後が結論である。

## 2. 河口周辺海域の土砂環境

### 2.1. 周辺海域の概要

仙台湾は、Fig.1 示すように、牡鹿半島の南岸から松川浦に至る比較的開放性の海域で太平洋に接続している。途中松島地区には第三紀生成の山地、丘陵、島群があるが、その南は仙台海岸、北は石巻海岸でいずれも砂浜海岸が続いている。松島地区から牡鹿半島に至る海域は仙台湾の一部であるが、石巻湾と呼ばれている。各海岸に注ぐ主な河川は、南から阿武隈川（流域面積 5,400km<sup>2</sup>）、名取川（同 984 km<sup>2</sup>）、七北田川（同 239km<sup>2</sup>）、鳴瀬川（同 1,159 km<sup>2</sup>）、北上川（同 10,150km<sup>2</sup>）であり、最初の 3 つが仙台湾平野を、後の 2 つが石巻平野を作っている。ここで、仙台湾のうち松島地区より南の部分を仙台湾南部とよぶこ

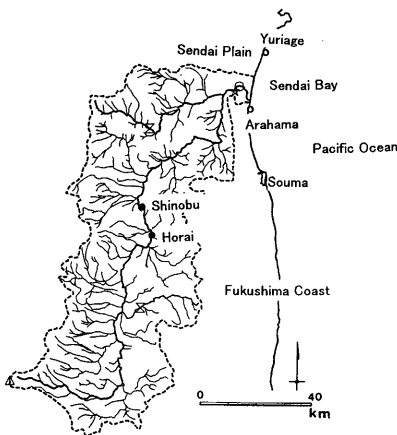


Fig.1 The Abukuma River basin and coastal area extending from the river mouth.

とにする。

波浪は仙台港の沖で測られているが、東~東南東に卓越波向きがあり、仙台海岸における沿岸漂砂の平均的な移動方向は北向きである。仙台平野および仙台湾南部の海底を生成した土砂の主な供給源は、阿武隈川、名取川および福島県のお食崖に求められる。福島県のお食崖は、松川浦から南に約 100km 続いており、第三紀後半から第四紀にかけて作られた、未凝固の堆積岩が多くを占めている。このためろく、波により年間数メートルの海岸線後退があった（鈴木・真野, 1996）。これに対して、1960年代より侵食対策が採られるようになり、現在はほとんどの崖がブロックにより保護され、侵食量も小さくなっている。これと並行して、1964 年より松川浦の北側で相馬港の建設が始まり、1985 年には水深 14m に位置する沖防波堤が完成している。これら 2 つのことから、相馬港を回り込んで仙台湾まで運ばれる土砂は減少している。

一方、仙台湾海岸の北の端では、仙台湾の南防波堤の建設が 1967 年に始まり、1972 年には完成している。防波堤先端部の水深は約 17m である。これら南北の港の防波堤により、沿岸に沿って進む土砂の成分は遮断され、仙台海岸は孤立した系になっている言えよう。仙台海岸の中でも港や導流堤などが建設され、それらの構造物が沿岸漂砂の輸送を阻害しているが、これについては後で述べることにする。

### 2.2. 仙台湾の海底地質

沿岸海域基礎調査報告書の仙台湾地区（建設省国土地理院, 1984）と岩沼東部地区（同, 1987）に詳しい仙台湾の海底地質調査結果がまとめられている。この二つの報告書は、阿武隈川の河口の約 4km 南を南限とし、その北側の海域を石巻湾までカバーしている。特に仙台湾南部地域に着目し、これらから引用した底質分布を Fig.2 と Fig.3 に示す。Fig.2 が名取川から仙台港にいたる海岸の沖合い海域の底質を示したものであり、層名で分布が示されている。また、Fig.3 はその南の海域の底質分布を示したもので、こちらは土砂の分類に従って表示されている。

海底の上部に堆積している第四紀完新世の堆積物は A 層と名前がつけられ、それが更に 4 つの層に分けられ、年代の新しいものから順に、A<sub>1</sub>, A<sub>2</sub>, A<sub>3</sub>, A<sub>4</sub> となっている。この中の、A<sub>1</sub> 層の主要構成物質は細砂であり、Fig.3 の細砂の領域がこれに対応する。A<sub>2</sub> 層はシルトまたは粘土となっている。A<sub>1</sub> 層の厚さは海岸線付近で最も厚く、沖に向かって徐々に薄くなる。名取川の河口から仙台港までの範囲では最大の厚さは約 12m で、水深が 18m より深いところで表層は A<sub>2</sub> 層に代わっている。一方名取川河口から阿武隈川河口にかけての沿岸域では最大の厚さは少し厚くなり約 15m で、やはり水深 18m 付近まで徐々に薄くなる。さらに、名取川河口と阿武隈川河口の中間地点の水深 25m

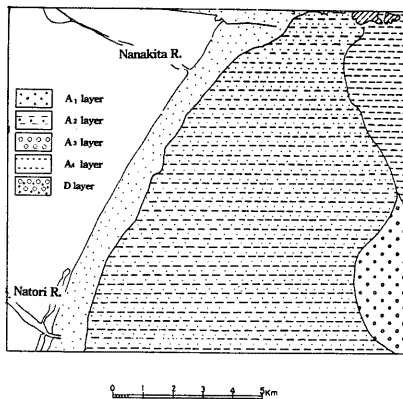


Fig.2 Distribution of sea bottom materials off the Nanakita and Natori rivers (Geographical Survey Institute, 1984)

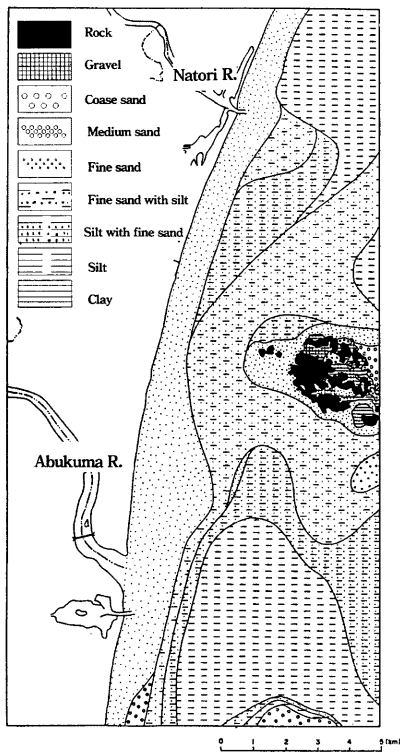


Fig.3 Distribution of sea bottom materials off the Abukuma river (Geographical Survey Institute, 1987)

付近に弘法根という浅瀬があるが、それより南では調査領域の南限までの海域で、沖まで広く  $A_1$  層が分布しており、層厚は約 2m である。この層は調査領域を超えて南にも分布しているように見え、松川浦を回り込んで供給されたものにも見えるが、詳しいことはわからない。

ここでは、水深が 18m より浅い部分について  $A_1$  層の体積を、阿武隈川河口から仙台港の地点まで積分して概算した。その体積は  $2 \times 10^{10} \text{ m}^3$  となる。この層の成立年代については、報告書の中でいくつか研究結果が引用されており、長谷 (1967) によると、5,000 年前から現在までとなっている。この説を採用して、この年月で体積を割ると、この水域に対する細砂の供給速度が、 $4 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{y}$  と求められる。仙台港の北、松島地区の島群の間にも  $A_1$  層は見られるが、複雑なので無視した。

上記の見積もりは、現在の海岸線を始点として、水深 18m 地点までの  $A_1$  層の堆積土砂量を算定したものであるが、さらに海岸線の変化を考慮する必要がある。5,000 年前から現在までの期間の気象は、現在とほぼ同じであると推定されており、海面水位の変化に伴う、大規模な海進や海退はない。土砂輸送の不均衡に基づく汀線の前進や後退を考えればよい。

仙台平野の海岸近くの地形をみると、阿武隈川河口から仙台港までの広い範囲で、海岸線にほぼ平行な 2 列砂堆が見られ、海岸線がこれまで前進してきたことがわかる。これらの砂堆の成立年代は明らかでないが、仙台平野自体が、第四紀完新世にできたことを考えると、位置的な関係から完新世の半ばより後の年代と推測される。すなわち、 $A_1$  層ができた年代の中のどこかでできたものと推測され、砂堆の位置から 5,000 年前の海岸線は現在の海岸線より 1km 以上陸側にあったものと考えられる。

また、仙台平野の海岸線近くで行われたボーリング調査の結果を見ると、多くの場所で砂層が表層から 20m 以上分布しており、この中に  $A_2$  層に相当するシルトや粘土は見られない。すなわち 5,000 年前には海岸線が陸側にあって、砂の堆積限界が現在の海岸線の付近にあったと考えたとすると、 $A_2$  層の分布が説明できる。そこで、海域に堆積した  $A_1$  層の体積と同量が現在の平野部に堆積して海岸線を前進させたと仮定し、前述の値を 2 倍して砂の供給速度の推定値、 $8 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{y}$  を得た。これは、阿武隈川と名取川、七北田川を含めた沿岸域の供給量であるが、推定の精度と各河川の流域面積から見て、阿武隈川の供給量としても差し支えないだろう。

## 2.2. 中期的な海岸線変化

次に最近の 10 年～30 年程度の中期的な時間スケールにおける、仙台海岸の海岸線の変化について調べてみよう。この年代は、概要に述べたように沿岸域の開発が進み各地で大規模な海岸構造物が作られた年代である。阿武隈川河口の南に位置する旧河口の鳥の海では、中にあ

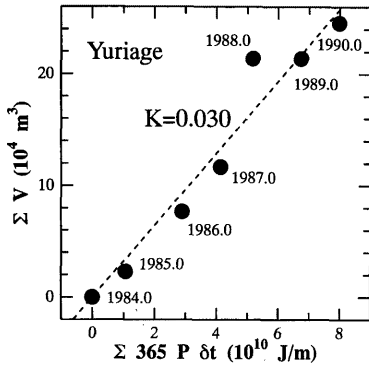


Fig.4 The correlation between the energy flux and accretionary volume of sediments at Yuriage.

る荒浜漁港を利用する漁船の航行のため、入り口を維持する必要があり、1960年に導流堤の建設が始まった。導流堤の先端水深は10mである。名取川の河口の南側には閑上漁港設置のための南防波堤建設が1981年から始まり、1987年には完成している。これらの構造物は沿岸漂砂を止めているため、漂砂の上手である南側に堆積域を作り

出している。建設省と宮城県(1993)は、この構造物の周辺で1年に一度詳しい深淺測量を行い堆積速度を求めている。それらの8年間の調査から得られた平均的な値は、荒浜漁港の南側で、 $3.2 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{y}$ 、また閑上漁港の南側で、 $4.3 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{y}$ となっている。

真野・ハサヌディン・沢本(1996)はこのデータを使って、沿岸漂砂量の波に対する応答を調べた。Fig.4は閑上漁港南側の累積堆積量(縦軸)と砕波点におけるエネルギーフラックスの沿岸方向成分の累積量(横軸)との相関を調べたもので、エネルギーフラックスは年により多少変動しているが、それに対応して堆積量も増減し、データは回帰直線の上によく載ることが確かめられた。またこの回帰直線はKomar and Inman(1970)の沿岸漂砂量公式が適用できること、また沿岸漂砂量係数が $K=0.03$ であることを意味している。

上記の実測された堆積速度 $3 \sim 4 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{y}$ は、この海岸において砂が十分ある時に、この地域の波が運びうる、沿岸漂砂の輸送能と考えることができよう。また、この堆積速度と前述の供給速度を比較すると、後者の方が約2倍と大きく、仙台海岸の長期的な前進現象とも調和する。

次に仙台海岸の汀線の変化を見てみよう。Fl.5は、建設省と宮城県(1993)によってまとめられた、ここ30年間

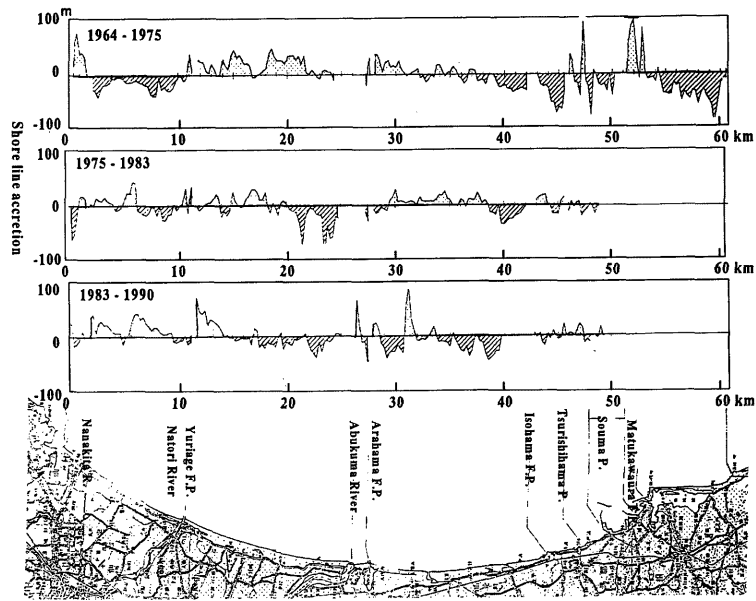


Fig.5 Shoreline changes along the Sendai coast (Ministry of Construction and Miyagi Prefecture, 1983).

の汀線の変化状況である。4つの異なる時期に撮られた航空写真から汀線位置を読み取り、各期間の汀線変化を仙台海岸全域について示してある。関上漁港、荒浜漁港、磯浜漁港の南側で汀線が前進し、その北では後退しているが、これらは、各海岸構造物が沿岸漂砂を遮断したことが主な原因である。この図で、特に興味深いのは、阿武隈川河口の北側に続く海岸で、1975年以前は汀線が前進しているが、それ以降は後退に変わっていることである。前に述べてきたように、阿武隈川は仙台海岸に対する、主要な土砂供給源であるので、その河口の漂砂下手側で侵食が生じているのは重要な変化であり、流域で何が起こったのかが問題になる。

### 3. 流域における土砂環境

#### 3.1. 洪水の歴史

流域における過去の土砂環境を知る観測データとして

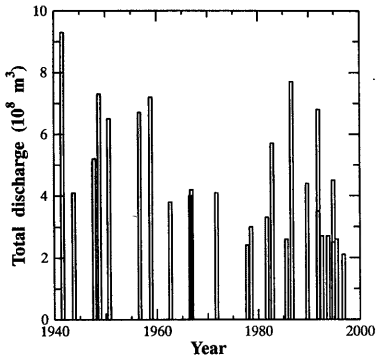


Fig.6 History of major floods in the total volume of discharge in one flood at Iwanuma.

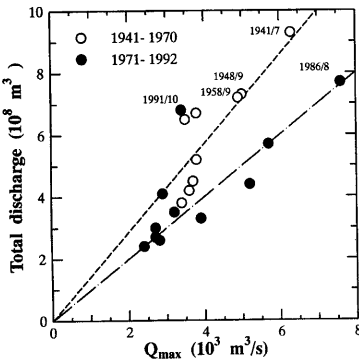


Fig. 7 Change of the runoff characteristics.

は、外力に関するデータや土砂の堆積に関するデータ等がある。土砂生産や輸送の大部分は洪水時に生じるので、洪水がどのような規模で起こってきたかを調べるのが先ず重要である。幸い、阿武隈川は、全国的に見て初期の段階から流量観測が始められた河川の一つで、河口近くの岩沼で1941年から時系列の観測データがある(東北地方建設局、1965)。Fig.6は、過去の主な洪水の変遷を示したものであり、縦軸は流量ハイδροグラフを洪水期間に渡って積分した総流出量である。1940年代、1950年代には大型台風(1941年7月:台風、1947年9月:カスリーン台風、1948年9月:アイオン台風、1958年9月:狩野川台風)が相次いで阿武隈川の流域に接近し大規模な洪水と被害を引き起こした。1960年代に入ると、洪水規模は小さくなり、少し小康を保った後、近年再び増大している。特に、1986年8月に発生した、台風10号による洪水は、河口近くで観測史上最大のピーク流量を記録した大規模洪水であった。

阿武隈川では、古くは江戸時代から、舟運や新田開発を目的とした小規模な河川改修が行われてきたが、本格的な工事が行われるようになるのは、上記の大型台風の襲来が契機であった。阿武隈川下流部(宮城県側)の建設省が直轄で行った工事費の変遷を見ると、1945年までは30万円台で推移していた工事費が、1946年には7倍に、1948年にはさらにその10倍に、1950年にはさらにそのまた3倍に増えている(建設省、1982)。行われた工事の主なものは、河床掘削、築堤、護岸建設、ショートカット等であった。

これらの工事は流域の流出特性に変化をもたらした。Fig.7はFig.6に挙げた、各洪水の総流出量とピーク流量の相関を示したものである。1970年を境として、それ以前を白丸で、またそれ以後を黒丸で示し区別できるようにしたものである。それぞれの期間において、2つの量はほぼ比例関係にあるが、その傾きは大きく変わっている。1971年以降、同じ総流出量に対して、ピーク流量は約25%増加していることが分かる。上で挙げた工事の多くは抵抗を減らし、流速を早くする効果があるので、この特性の変化は河川改修によってもたらされたものと考えて良からう。

#### 3.2. 砂利採取量の変化

阿武隈川の砂利採取は大正年間から小規模に行われていたが、本格的に採られるようになったのは、1960年代前半の高度経済政策以降のことである。高速道路、鉄道などの大型構造物の建設に必要な骨材として大量の砂利が採取された。Fig.8は阿武隈川下流部の砂利採取の変遷を示したものである(建設省、1982、ほか)。波線は採取許可量を、また実線は採取実績を示している。1972年には最大を記録し、 $5 \times 10^6 \text{ m}^3$ に達している。このような大量の砂利採取は、河床の低下やそれに伴う水位の低下と取

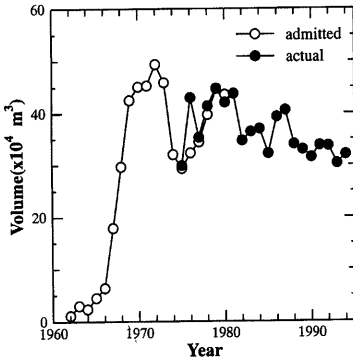


Fig.8 Volumetric change of sediment extraction in the downstream of the Abukuma River( Ministry of Construction, 1982).

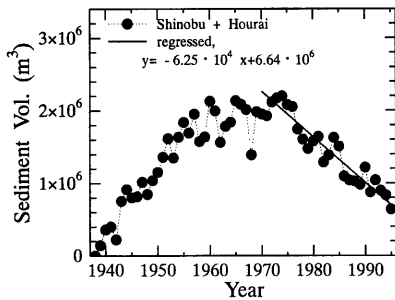


Fig.9 Volumetric change of sediment deposition in the Horai and Shinobu dams.

水障害を引き起こした。これらを防ぐために、計画的な土砂採取が求められ、1975年には特定採取制度が実施されるに至った。現在は年間約  $3 \times 10^5 \text{ m}^3$  の採取で推移している。この採取量と 2.2. で推定した長期的な海域への供給量を比較すると、採取量の方が圧倒的に多いことが分かる。

### 3.3. ダム堆砂量の変化

阿武隈川本川の中流部には、発電用の低落差のダムである、蓬萊ダムと信夫ダムが1938年ごろ建設された。これらのダムでは、建設当初より、ダム貯水池の堆砂量が毎年調べられており、約60年の歴史を持つ貴重なデータがある。Fig.9はこれら2つのダムを合算した堆砂量の経年的な変化を示したものである。ダムの建設当初から、

ほぼ一定速度  $1.0 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{y}$  で堆砂量は増え続け、1960年代に最大値、 $2.0 \times 10^6 \text{ m}^3$  に達している。その後、約15年間ほぼ一定で推移し、1970年代半ばからは減少に転じており、現在に至っている。減少の速度は  $6.2 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{y}$  であり、1995年の堆砂量は  $0.6 \times 10^6 \text{ m}^3$  である。

ダム貯水池では、浚渫は行っていないということであり、また前記の砂利採取はこのダム地点よりは下流であるので、堆砂量の減少は貯水池に流入する土砂量が減少したためと考えられる。時期的に見て、3.1. で述べた河川改修と重なっており、また河川改修と並行して行われた砂防工事などの効果も現れてきたためと推測される。

### 3.4. 洪水の現地観測

流域での土砂は主に洪水時に生産され、輸送されるので、この観測が欠かせない。このため、洪水用の簡易浮遊砂採水器を開発し、1994年より観測を続けてきている(真野・杉木, 1995, 杉木・佐藤・真野, 1996, Mano, Sugiki, Sato, 1997)。土砂輸送量の割合は概算すると浮遊状態のものが多いこと、また掃流状態の土砂輸送は観測が難しいこと等の理由により、まず浮遊状態の土砂輸送を把握しようとするものである。また、浮遊状態の土砂には浮遊砂とウォッシュロードがあるが、これも現地観測で区別が難しいので、ここではそれらを総称して懸濁土砂と呼ぶことにする。

阿武隈川では、洪水は主に秋の台風時に発生し、ピーク流量が  $2000 \text{ m}^3/\text{s}$  を超える洪水は、ほぼ1年に1度起こる。洪水の頻度が小さいので、機会を逃さないよう観測を行ってきた。観測は、河口に近い阿武隈橋から採水器を下ろし、鉛直方向に2、3点採水し、それを洪水期間中繰り返し時系列データを得るというものであり、1994年9月の洪水から始め、全部で5個の洪水の時系列データを得た。また、1996年9月の洪水では、定点観測に加えて移動観測を実施した。福島を境に、その上流部と下流部をそれぞれ日本大学と東北大学で分担し、洪水のピークを追いかけながら本川沿いに下り、主な支川の合流地点で採水するものである。

観測資料は実験室に持ちかえり分析した。フィルターで濾した固形分から質量濃度を求めた。また、粒径  $0.12 \text{ mm}$  以下の細粒分はコールター・カウンターを使って、それより大きい粒径については篩を使って、それぞれ粒径分布を求めた。さらに、建設省が実施している各地点の流量観測記録、濁度の連続観測記録を集め解析に用いた。

Fig.10は1996年洪水ピーク時の本川に沿う懸濁土砂輸送率分布を示す(杉木・真野, 1997)。ここで、実際に測定した時刻は必ずしも、洪水のピークではないので、流量と土砂濃度の関係を使って補正した。図の横軸は河口からの距離を示し縦軸には質量濃度SSと流量、さらにそれらを掛け合わせた土砂輸送率を示す。上流の白河から中流部の本宮まで、濃度は  $1 \text{ g/l}$  以下で推移するが、本

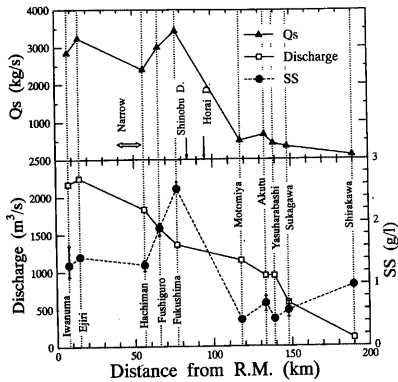


Fig.10 Spatial distribution of suspended sediment transport rate at the phase of peak discharge of 1996 flood along the main channel of the Abukuma River.

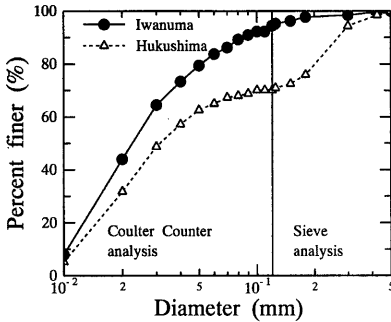


Fig.11 Distribution of particle diameter in the suspended sediment for 1996 flood.

宮から福島の間で急激に増加していることが分かる。この間には、大きな支川の合流はないので、本川上で発生した土砂であり、信夫・蓬萊両ダムから発生しているものと考えられる。この濃度増加に伴って、土砂輸送率もこの間で急激に増加している。

阿久津、八幡、江尻では建設省により流量と濁度の連続観測が実施されている。阿久津は両ダムの上流地点であり、八幡、江尻は下流地点である。この中の濁度計は、通常時の水質監視が目的のものであり、濁度が 200ppm を超えると出力が飽和してしまいが、飽和前の記録を見て、ダムの下流で濃度が増加していることが分かる。

次に、これらの連続観測記録と著者らの観測結果を用いて、一つの洪水でこれらの観測地点を通過した総土砂

輸送量を求めることにした。ここで、濁度計の出力 (ppm) と質量分析した濃度 SS (mg/l) は一般に異なるので、筆者らの測定結果と比較することにより、両量の換算式を求め利用した。上に挙げた 3 地点の総土砂輸送量は、それぞれ、 $1.5 \times 10^4 \text{ m}^3$ 、 $5.6 \times 10^4 \text{ m}^3$ 、 $5.5 \times 10^4 \text{ m}^3$  となった。両ダム地点を通過することにより、輸送量が約  $4.0 \times 10^4 \text{ m}^3$  増えている。これは、土砂の実質部分の体積なので、堆積すると空隙率の分だけ体積が増加する。空隙率を  $\lambda = 0.4$  と仮定すると、堆積量に換算した体積は  $6.7 \times 10^4 \text{ m}^3$  となる。これは、前に述べた両ダムの堆積減少量  $6.2 \times 10^4 \text{ m}^3$  と近く、ダムから巻き上げられた土砂が下流の濃度増加の原因物質であるといつて良いであろう。また、下流の土砂輸送量の中でこの巻き上げ量の割合は大きく、約 73% を占めている。

さらに、この土砂輸送の粒径分布を調べてみよう。Fig. 11 は 1996 年の洪水の福島と岩沼における試料の粒径分布を調べたものである。いずれの地点とも粒径は小さく、中央粒径は 0.02mm 付近にある。また微細砂の境界である 0.062mm 以上の粒径の割合は、福島で 30%、岩沼で 15% と小さいことがわかる。ダム堆砂減少率  $6.2 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{y}$  は最近 20 年間で考えた場合比較的安定した量であるので、これを使って海域に対する砂の供給量を求めてみよう。この量を 0.73 で割って、江尻の輸送量に換算し、また岩沼での砂の割合である 0.15 を掛けると、 $1.3 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{y}$  となる。これを、前に求めた長期的な時間スケールでの阿武隈川の砂供給量  $8 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{y}$  と比べると約 1/7 と小さく、また沿岸漂砂量  $3 \sim 4 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{y}$  と比べても小さい。この供給砂量の減少が、阿武隈川河口の沿岸漂砂下手側における海岸侵食の原因と言えよう。また、供給砂減少の要因は、土砂生産の減少と砂利採取に求められる。

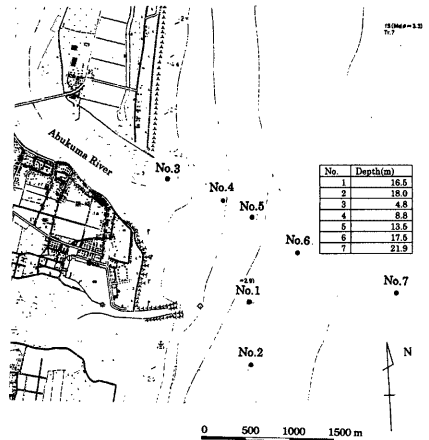


Fig.12 Boring positions off the Abukuma River mouth.

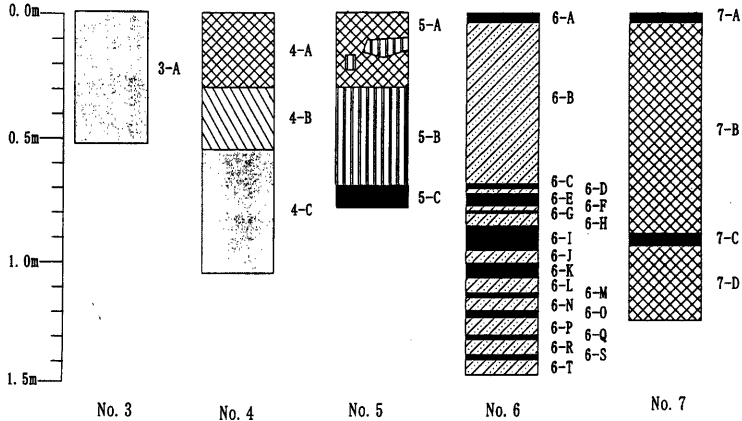


Fig.13 Geological columns aligned in the on-off shore direction. Legend(3-A,4-C:coarser sand of light brown, 4-A,5-A and 7-B: fine sand of gray containing organic matter, 4-B: finer sand of dark gray, 5-B: silt of reddish brown, 6-B:finer sand or silt of reddish dark gray, 5-C and 6-A: fine sand or silt with black containing organic matter.)

#### 4. 河口部の地形変化

##### 4.1. 河口沖合いの底質

1996年10月阿武隈川の河口沖合で底質調査を行った(佐藤・真野・沢本, 1997)。底質を柱状に採取し、粒径分布や堆積層の状況を調べるのが目的である。事前に予備調査を行ったが、主な底質は砂で、これを柱状に採取するのは素人では難しいことが分かったので、海洋調査の専門会社に採取を依頼し、0.5~1.5mの高さの試料を得た。

Fig. 12 に底質採取地点を示す。河口部には 1986 年の洪水

が作った、大規模なテラス地形が残っているが、その縁辺から沖に5点の測点を設け、水深 22m地点までカバーした。Fig. 13 がそれらの柱状図であり、表層より順に A, B, C, ... の名前を付けてある。河口テラスで表層から 0.5m は一様で、採取した中では比較的荒い砂で構成されており、色は明るい茶色であった。テラスの沖では層が明瞭に確認できる。さらに、沖に向かうに従って、粒径は細かくなり、また色は灰色から黒色に移り変わる。一番沖側の 2 つの測点 No. 6 と No. 7 では、ヘド口状の薄い層が

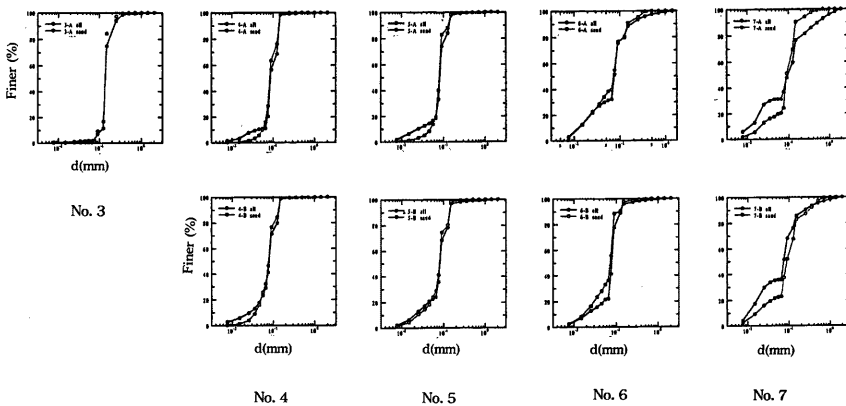


Fig.14 Particle diameter distribution of each layer.



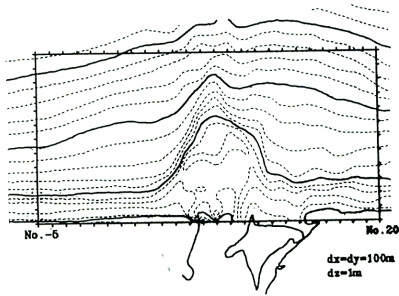


Fig.15 Topography off the river mouth just after the largest flood of September 1986.

表面を覆っていた。

Fig. 14 に、各層の粒径分布を示す。これもコーンカウンターと篩いを使って分析したものである。また、全体を灼熱し有機物分を除いて、鉱物だけにした試料の粒径分布 (図中の白丸) も示してある。テラスの所で、粒径は 0.1~0.2mm の範囲に分布し均一であることが分かる。沖に向かうに従って、0.07mm 以下の細粒分が増加している。細粒分がゆっくり沈降しながら、沖に移流し堆積した現象と解釈できよう。A 層と B 層では顕著な粒径分

布の違いは見られない。また、有機物は細粒域に多く分布し、灼熱減量すると割合が減る。

#### 4. 2. 河口沖合いの地形変化

1986 年 8 月の既往最大の洪水により、大規模な河口テラスが形成された。Fig. 15 はその直後の 9 月に建設省により測られた深浅図である。水深約 4m のテラスが河口から張り出していることが分かる。この洪水が発生する前の、1986 年 3 月に行われた深浅測量との差をとり、堆積量の平面的な分布を示したのが、Fig. 16 の中央の図であり、沿岸方向に 2.4km、岸沖方向に 1.2km の範囲が示してある。最大で約 4m の堆積があり、ほぼ三角形に 2m 以上の堆積域が分布している。この図の下の図は、この堆積量を積分したもので、実線が幅 25m のメッシュで岸沖方向に積分した量である。また、点線はそれをさらに沿岸方向に積分した量で、右端の値  $0.4 \times 10^6 \text{m}^3$  は全領域での堆積量を表している。これが、この洪水によって海域に供給された土砂の量であり、前節の底質の粒径分布からこれは砂であることが分かる。3. 4. で求めた通常の洪水による砂の供給量  $1.3 \times 10^6 \text{m}^3/\text{y}$  と比べると、約 30 倍と大きく、また前に求めた沿岸漂砂量と比べても約 10 倍大きい。Fig. 16 の右にプロットしてあるのは、最初に沿岸方向に積分し (実線)、次にそれを岸沖方向に積分したものである (点線)。約 600m 沖合に堆積量のピークがあることが分かる。

次に、この河口テラスがどのように変化したかを調べてみよう。Fig. 17 は 1986 年 9 月とその 8 年後の 1994 年 11 月の深浅測量との差をとったものである。河口テラス

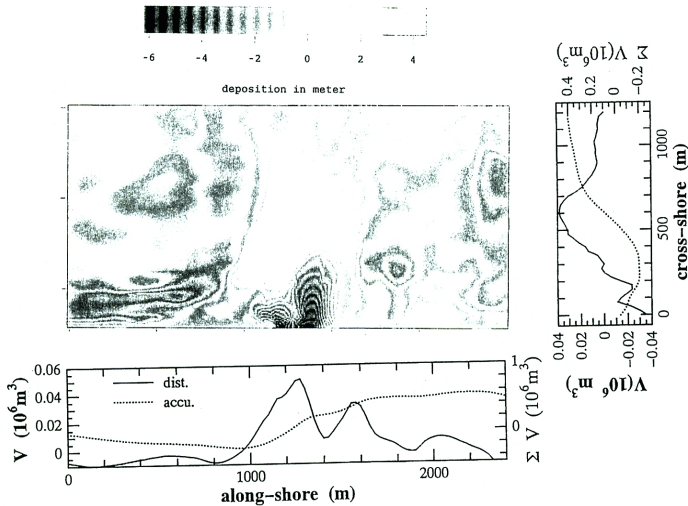


Fig.16 Formation of the flood terrace by the flood of 1986. Deposition during the period from March 1986 to September 1986.

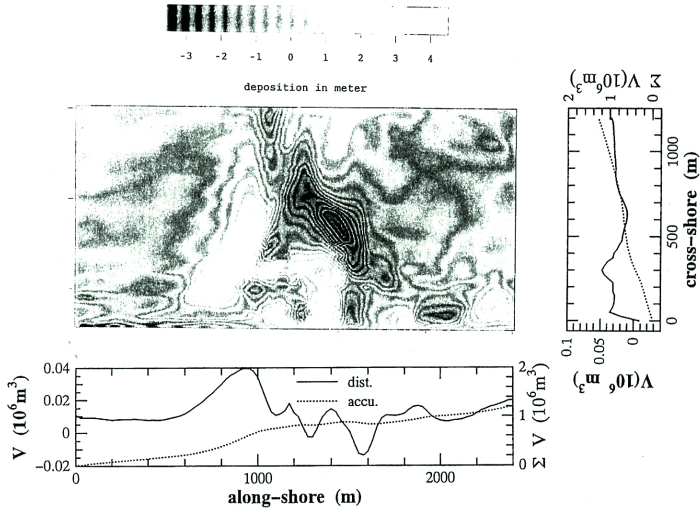


Fig. 17 Deformation of the flood terrace. Deformation during the period from September 1986 to November 1994.

の北側の裾野に堆積域が、またテラスの南側で、肩の部分に侵食域があり、この非対称な分布は波向きと対応していると言えよう。この堆積域は経年的に徐々に北側に広がっており、やがて河口北側の侵食海岸に接岸し土砂を供給することになると推測されるが、洪水から 10 年のオーダーの時間がかかる。すなわち、1986 年洪水のような大規模な洪水は、大量の砂を海域に供給するが、これによってできた河口テラス地形は安定しており、すぐに

は近隣海岸への土砂供給にはつながらない。

この 8 年間に、この海域に堆積した土砂の総量は  $1.2 \times 10^6 \text{m}^3$  になる。Fig. 17 の右の図において、堆積量の岸沖方向の分布からその内訳を見ると、約 300m 沖にあるピークのと、700m から境界の 1200m にかけて徐々に増加して分に分けられよう。特に後者は、平面的な分布図が示すように、沿岸方向の広い範囲にわたって分布し、沖側境界を越えても分布が続いているように見える。また、



Photo 1 Aerial photograph on the sand barrier at the Abukuma River mouth taken by the Ministry of Construction: (a) on March 1991 and (b) on April 1994

沖側水深は約 14m であり、沖に堆積したものの中には、前節の結果からシルトや粘土などの細粒分が含まれているものと考えられる。佐藤・真野・沢本(1996)は、同じ海域の海側の 3 境界でこれを通する土砂のフラックスを 0 と仮定して、河川からの供給土砂量を定したが、これは見直しが必要である。

#### 4.3. 河口地形の相互作用

河口近傍では、土砂を動かす外力として波と川の流れの両方があり、またそれらが河口テラスや河口砂州などの河口特有の地形により変形するので、現象は非常に複雑である。前節で述べたような、大洪水で海域に出た土砂が沿岸に運ばれる過程や、河川管理上問題となる河口砂州の発達過程などを考えるときには、2つの外力、2つの地形を考えたような解析が必要になる。ここでは、後者の問題を考えてみよう。

Photo.1 は 1991 年 3 月と 1994 年 4 月に撮られた河口砂州の航空写真である。阿武隈川では秋の洪水で河口砂州が一部フラッシュされるが、通常規模の洪水であれば回復は早く、春には十分発達した状態になる。2 枚の写真はほぼ 3 年離れており、いずれも十分発達した状態であるが、その発達の方向は大きく異なっていることが分かる。すなわち、1991 年の砂州は横断方向に伸び洪水疎通に抵抗するような形になっているが、1994 年の砂州の

発達方向は上流の方向であり、河口は大きく開いた状態になっている。この違いが生じた原因を調べた(真野・林・沢本、1995、Mano and Sawamoto, 1997)。

Fig. 18(a)は河口テラスができた直後の地形に、その年の卓越波を入射させた場合の河口近傍での波の屈折を表している。右岸の砂州には入射波の波向きとあまり変わらない波が接近し、砂州を沿岸方向に伸ばしている。河口テラスの上に入射した波はテラス状でいったん集中した後、河口北側の海岸に接近している。一方、1993 年に測量した地形に、その年の卓越波を入射させた場合の屈折図が Fig. 18(b) であるが、屈折のパターンが大分変化している。右岸の砂州には入射波の波向きに近い波が接近しているが、その他にテラスの上で大きく屈折し北東から接近する波も存在し、後者は砂州の沿岸方向への伸張を妨げる働きをしている。テラス上でこの屈折はテラスのほぼ中央に刻まれた海底水路によるものであるが、この水路は経年的に発達し、それに伴ってそこで屈折し右岸砂州に向かう波の強さも経年的に強くなっている。河口砂州に接近する 2 つの波の相対的な強さによって砂州の発達する方向が決まるものと考えられる。また、この水路は河口滞筋の延長上にあること、またこの発達と 1986 年以後に発生した中小規模の洪水流量の相関から、河川流によって刻まれたものと考えられる。河川流の滞筋は河口砂州により支配されているので、2 つの外力と 2 つの地形が互いに干渉しあって河口砂州が形成されると言えよう。

#### 5. まとめ

本研究で得られた結論をまとめると次の通りである。

- (1) 阿武隈川河口周辺の海岸における沿岸漂砂量は  $3\text{--}4 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{y}$  であり、この量の砂の供給が汀線を安定させるために必要である。
- (2) 仙台湾の沿岸に堆積した砂の量から、過去 5,000 年間の阿武隈川の砂供給速度を  $8 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{y}$  と推定した。これを(1)の沿岸漂砂量と比較すると約 2 倍であり、仙台湾の第四紀完新世における汀線前進と調和する。
- (3) 阿武隈川の中流部本川上にある蓬萊・信夫の両ダム堆砂量はここ 20 年間、 $6.2 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{y}$  の速度で減少している。
- (4) 1996 年の洪水観測より、両ダムを挟んで懸濁土砂の輸送量が急増することが分かり、一洪水当たりの、堆積量に換算した輸送増加量は、(3)の減少量と調和することが分かった。粒径分布の分析から懸濁土砂中の砂の成分は岩沼で約 15% であった。
- (5) 両ダムの堆砂減少速度を使って、最近の河口からの砂供給速度を  $1.3 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{y}$  と算定した。これは(1)の沿岸漂砂量を下回っており、これが阿武隈川河口の

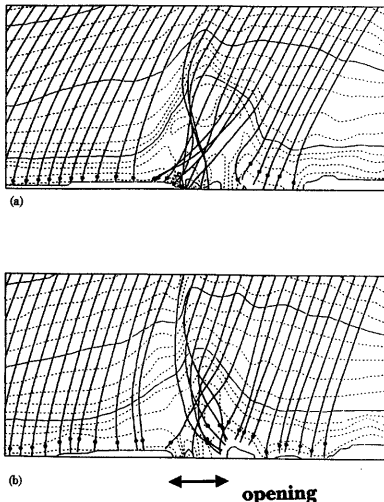


Fig. 18 Wave refraction on the flood terrace for the topography of (a) September 1986 and (b) September 1993.

漂砂下手側海岸で侵食が生じていることの原因と考えられる。

- (6) 砂供給速度減少の要因として、土砂採取（下流部で約  $0.3 \times 10^6 \text{m}^3/\text{y}$ ）と流域における土砂生産量の減少があげられるが、後者については今後定量的な評価が必要である。
- (7) 河口近傍の深淺測量結果と底質分析から、下流部の既往最大洪水である 1986 年洪水が河口近傍海域に供給した砂の量を  $0.4 \times 10^6 \text{m}^3$  と算定した。この洪水は大規模な河口テラス地形を作り、その一部が漂砂下手方向に移動してきているが、下手海岸に土砂を供給するには 10 年のオーダーの時間遅れがある。
- (8) 1986 年洪水によって作られた河口テラスやその後のテラスの変形は波の屈折特性を大きく変え、河口砂州の発達を制御していることを示した。

#### 参考文献

- 建設省国土地理院(1984)：沿岸海域基礎調査報告書（仙台湾地区）、p.184.
- 建設省国土地理院(1987)：沿岸海域基礎調査報告書（岩沼東部地区）、p.64.
- 建設省東北地方建設局仙台工事事務所(1982)：阿武隈川下流改修史、p.495.
- 建設省東北地方建設局・宮城県土木部(1993)：仙台湾沿岸技術検討委員会報告書、p.161.
- 佐藤芳信・真野 明・沢本正樹(1996)：阿武隈川河口部の流送土砂、海岸工学論文集、43、pp.621-625.
- 佐藤芳信・真野 明・沢本正樹(1997)：阿武隈川河口部の堆積土砂、東北地域災害科学研究、33、pp.167-172.
- 杉木基泰・佐藤芳信・真野 明(1996)：阿武隈川から海域への流出土砂の観測と解析、地球環境シンポジウム、4、pp.169-174.
- 杉木基泰・真野 明(1997)：阿武隈川における細粒土砂の観測と時空間分布、水工学論文集、41、pp.783-788.
- 杉木基泰(1997)：阿武隈川における流送土砂の観測と解析、東北大学修士学位論文、p.68.
- 鈴木成典・真野 明(1996)：福島海岸における波浪と海食崖の応答解析、海岸工学論文集、43、pp.561-565.
- 東北地方建設局仙台工事事務所岩沼分室(1965)：阿武隈川下流河川調査報告書河口調査中間報告書、p.292.
- 長谷弘太郎(1967)：宮城県沖積平野の地質学的研究、東北大学地質学古生物学研究邦文報告、第 64 巻、pp.1-45.
- 真野 明・林 吉近・沢本正樹(1995)：阿武隈川河口テラスと砂州の干渉作用、海岸工学論文集、42、pp.576-580.
- 真野 明・杉木基泰(1995)：洪水用簡易浮遊砂採水器の試作と現場試験、水工学論文集、39、pp.887-890.
- 真野 明・杉木基泰・沢本正樹(1996)：洪水用簡易浮遊砂採水器の開発、東北地域災害科学研究、22、pp.69-78.
- 真野 明・ムハマドハサヌディン・沢本正樹(1996)：沿岸漂砂量公式に用いる年平均波、海洋開発シンポジウム、21、pp.55-59.
- Komar, P.D. and Inman D. (1970): Longshore sand transport on beaches, J. Geophys. Res., 75, pp.5914-5927.
- Mano, A., Sawamoto M. and Nagao M. (1995): Response characteristics of river mouth topography in wide time scale range, International Conference on Coastal Engineering, 24, Kobe, pp.3126-3138.
- Mano, A. and Sawamoto M. (1997): Interactions between a sand barrier and flood terrace at the Abukuma River mouth, International Conference on Coastal Engineering, 25, Orlando, pp.4505-4516.
- Mano, A., Sugiki M. and Sato Y. (1997): Observation and analyses of fine grains in flood flows at the Abukuma River mouth, Journal of Global Environmental Engineering, 3, pp.53-63.

### Sedimentary Efflux Rate of the Abukuma River

Akira Mano and Masaki Sawamoto\*

\*Graduate School of Engineering, Tohoku University

#### Synopsis

The Abukuma River was one of the major sources to supply sediment constituting the bed of the Sendai Bay and Sendai Plain. However the north coast neighboring on the river mouth, which is the lee side for the long shore drift, has been eroded since about twenty years ago. It means that the role of the Abukuma River on the

**sedimentary source has been changed. This paper evaluates the efflux rate of sediment in long and short time scale, by collecting data observed around the river mouth and by analyzing these data.**

**Keywords: sediment transport, littoral drift, Abukuma River, and river mouth**