

利根川下流のシルト河床区間の成因

On the Origin of Silt-bed Channel Segment in the Lower Tone River

岡本圭世*・池田 宏**

Kayo OKAMOTO and Hiroshi IKEDA

The grain size of bed material in the lower Tone River shows an unusual distribution. Between 20 and 30km upstream of the river mouth, the bed material is composed of silt and clay, whereas upstream and downstream of this it is coarser. To investigate this problem, recent and historic topographic maps of the channel were compared.

The 20-30km section corresponds closely with the artificial trenched channel. The bed material here is silt and clay because the trenched area was originally part of a large back marsh, which is composed of silt and clay, and this material forms the bed of the channel. Although fine sand is transported in the channel, it cannot be deposited on the silt and clay forming the channel bed.

To test this hypothesis, a flume experiment was conducted which investigated the transport of fine sand over a flat bed and a fine sand bed. It was found that a flat bed could support a higher rate of bedload transport than a bed of fine sand.

Presently, the Tone River mouth weir is situated at 18.5km from the mouth. It has been suggested that the weir influences the grain size distribution in the channel. However, this study suggests that the original geomorphic environment may strongly influence the bed material grain size.

I はじめに

平地を流れる川（平地河川）の河床物質の粒径は下流へ次第に小さくなると思われるがちである。しかし、たとえば鬼怒川中流の河床に上流から1000年ほど前に流下した泥流堆積物が露出しているように、あるいは筑波山麓を流れる桜川の砂河床に3万年前の鬼怒川の河床礫が露出している（池田ほか、1977）ように、河床物質の縦断的分布は実際には複雑である。

それゆえ、河川地形を山地区間、扇状地区間、自然堤防区間、三角州区間といったスケールでセグメントに分けると同時に、それぞれの区間の中の細かな河道特性の違いを認識し、その成り立ちを理解することが、各地点毎の適切な保全工法を選択するためには必要不可欠である。

このような立場から、本研究では利根川下流の

三角州区間（図1）を対象として、その河道形状の成り立ちをやや詳細に検討した。その結果、明治時代以降の河道の人為的な付け替えによって河床に後背湿地のシルト・粘土が露出している区間が利根川下流にはかなりあること、そのような区間では、出水によって上流からやや大量の細砂が運搬されてくる時にだけシルト床の上に細砂が堆積して砂床に変化している可能性が高いことがわかった。

1971年に完成した利根川河口堰の建設地点は過去の後背湿地跡にあたっていることから、堰の影響によるとされている河床材料の粒径変化を以上のような知見を踏まえて、再検討することが望まれる。

II 利根川下流の地形発達史

1. 古鬼怒湾の時代

* 筑波大学自然学類

** 筑波大学地球科学系・陸域環境研究センター

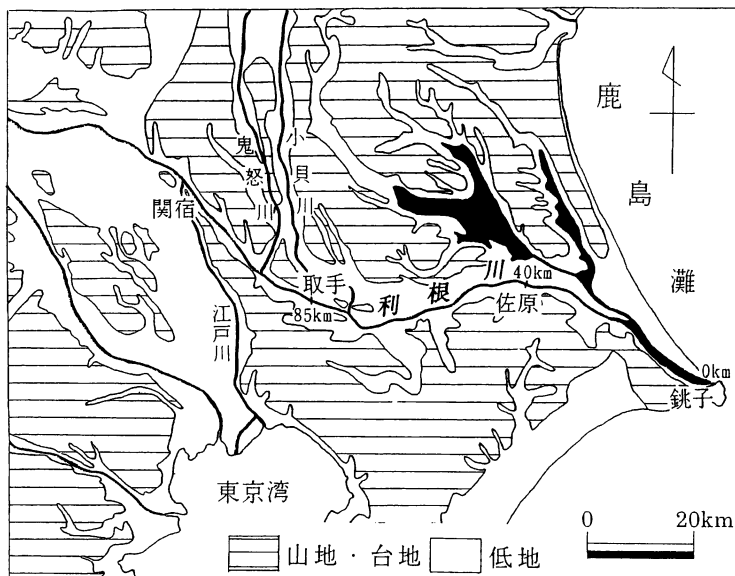


図1 利根川周辺の地形概観

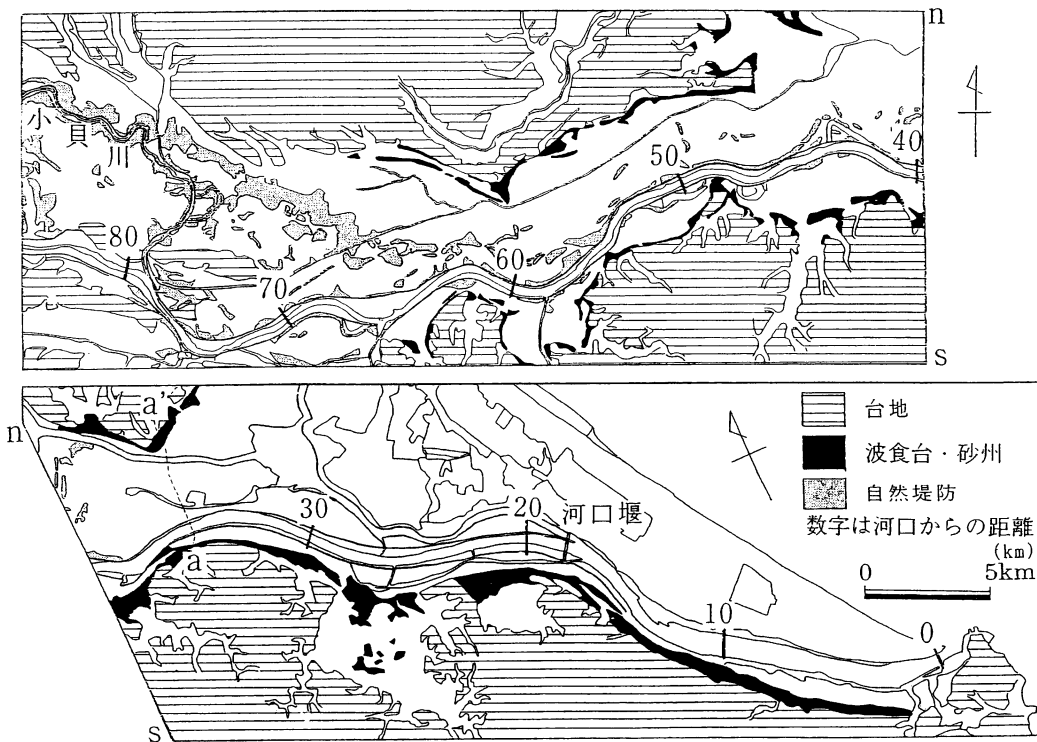


図2 利根川下流平野の地形
(建設省国土地理院の土地条件図などによる)

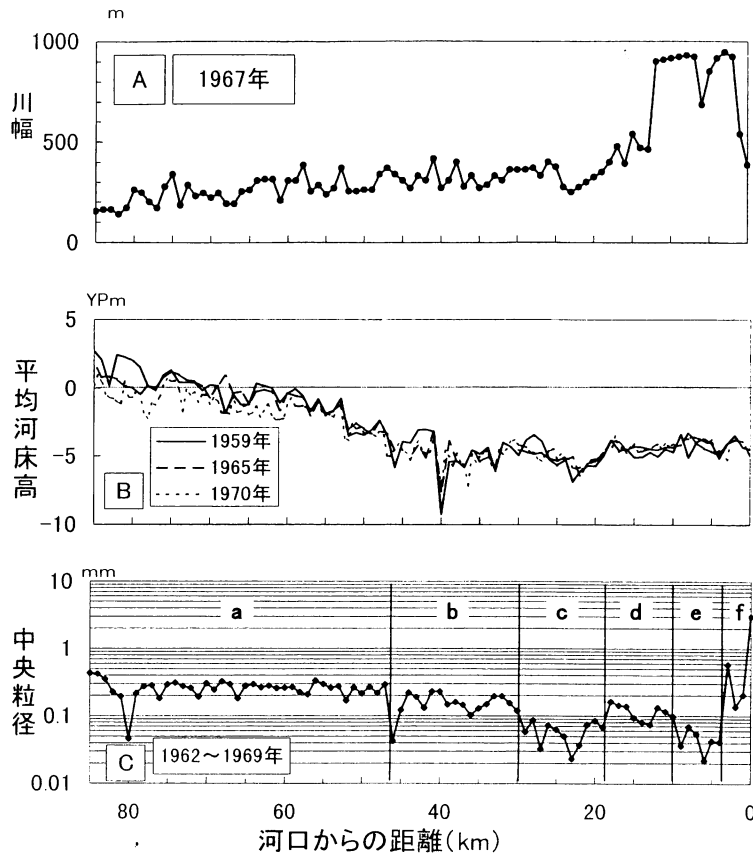


図3 河道形状の縦断変化

A：川幅（1967年測量の1:25,000地形図による）、B：平均河床高（資料は建設省、1973）、
C：河床物質の中央粒径（資料は建設省、1973）、a～fは河床物質の中央粒径による河川区分

2万年ほど前の終氷期の最大海退期には海水準が100mほど下がったために、鬼怒川とその多くの支流は台地を開析して、利根川下流低地に深い陸上侵食谷を発達させた（池田ほか、1977；遠藤ほか1983）。その後の後氷期の海進によって、1万年ほど前からは溺れ谷となり、利根川下流低地は古鬼怒湾と呼ばれる入り江となった。今から6000年ほど前の縄文海進期には、現在は利根川が流れている常陸川低地では関宿の下流の境町までが汽水域になった（遠藤ほか、1983；大河原ほか、1992）。

現在の利根川の河口から上流30km付近までの左岸側に広がる低地（波崎の半島とよばれる）は当時はまだできておらず（菊地、1969）、太平洋の荒波が利根川下流域に打ち寄せていた。河口から65km付近までは台地の縁辺部に波食台が発達している（図2）。これより上流にも、波食台は形成されたに違いないが、その後の堆積物によって埋積されている

ために現在では地形としては認められない。ただし、背後の直線的な台地崖は波食を受けたことを示している。

この当時の古鬼怒湾を埋め立てた堆積物は最下流部では砂質である（井内・斎藤、1993）。当時の利根川下流域が太平洋の荒波の影響を受ける入り江で、シルト・粘土などの細粒物質は海へと流出する環境下にあったことを示している。砂の起源は鹿島台地の波食によって生じた沿岸漂砂と古鬼怒湾沿岸の台地の波食によってもたらされたものであろう。

2. 銚子浦（ラグーン）の時代

その後、3000～4000年ほど前までには、小海退と地盤の隆起とによって現在の利根川下流左岸の低地（波崎の半島）が離水して霞ヶ浦も水深10数mほどにまで埋積され、利根川下流は閉塞された入り江（ラグーン、海跡湖）となった。これを銚子浦と仮

称する。

銚子浦には泥が堆積して次第に埋め立てられた。現在の利根川最下流部の平均水深は5mほどであるが、これがラグーンの平衡水深であるという認識（北浦・池田，1999）が正しければ、古鬼怒湾はこの程度の深さに長期的に保たれ、鬼怒川はこのラグーンを次第に埋積してきたと考えることができる。利根川下流低地の完新統（沖積層）はその上部砂層が他の平野と比較して薄いことが知られている（大矢，1969）が、これは鬼怒川が三角州を発達させつつ埋め立てたラグーンが浅かったためにほかならないのであろう。

利根川低地では、その後、1594年の会の川締め切り工事にはじまった利根川の東遷後、最近の200年間ほどの間に、流量増大と運搬土砂量の急増に伴う地形環境変化が生じた（大河原ほか，1992）。

III 利根川下流部の河道形状

利根川下流の河道形状を、河口から85km上流の取手までの区間について、川幅を1:25,000地形図（1967年測量）、河床高と河床物質粒径の分布を建設省の資料（建設省関東地方建設局利根川下流工事事務所，1973）によって調べた（図3）。

1. 川幅

川幅すなわち低水流路幅は下流へ次第に大きくなる。上流では300m以下であるが、河口から40km付近では400mを超えるほどにまで増す。さらに、河口から12km付近以下では川幅が1kmほどもある。

2. 河床高

利根川下流の平均河床高は河床砂の採取や浚渫のために、1959年から1965年、1970年へと次第に低下する傾向がとくに上流区間で認められる。平均河床高の縦断分布から、利根川下流区間の河道は40～50km以上の急勾配区間と下流の緩勾配区間に分けられる。

やや細かく見ると、河口から30～50kmほどの区間では平均河床高がやや低い。これはこの区間では屈曲部の河床が局部的に深く侵食されているためである。佐原の右岸では洗掘深は14mに達している。一方、河口から20km以下ではそれ以上と比較してむしろ河床高が高い。すなわち、上流側（平均水深6m）から下流側（平均水深5m）へ、かえって浅くなる。

3. 河床物質の粒径

1962～1969年の建設省の底質調査では、河口から85km上流までの区間について、0.5km毎の各断面に

おいて、高水敷2点（左岸・右岸）、低水敷4点（左岸・中央・右岸・最深部）でドリル式採泥器を用いて、河床から深さ約25cmまでの河床物質をかき乱すように採取し、粒度組成が求められている。この資料から、高水敷のデータを除いて、低水敷4点のデータを平均して、各断面毎の中央粒径を算出した。ただし、低水敷の最深部のデータは一部欠損している。

河床物質の中央粒径の縦断分布（図3）から、利根川下流をaからfの6つの区間に細分した。すなわち、上流～47km、～31km、～19km、～11km、～5km、それ以下の区間である。それぞれの区間の底質の粒度組成を平均して区間別の粒径積算曲線を描いた（第4図）。a区間は細砂・中砂河床、b区間は極細砂・細砂河床、c区間はシルト・極細砂河床、d区間は極細砂・細砂河床、e区間はシルト河床といえよう。f区間は現在の海岸に近く、細礫までの粗粒な砂礫を含む。

これらの中で、河口から47kmより上流の細砂・中砂からなるa区間の流れは、河床勾配が急で、周辺低地に明瞭な自然堤防を発達させて、自然堤防帯と呼ばれる河成平野を形成している（山本，1994，p.93）。一方、これ以下では、河床物質は比較して細粒で、自然堤防の高まりが不明瞭で、三角州帯と一括される区間であるが、この区間の中で、やや複雑な粒径の縦断変化が認められるのである。

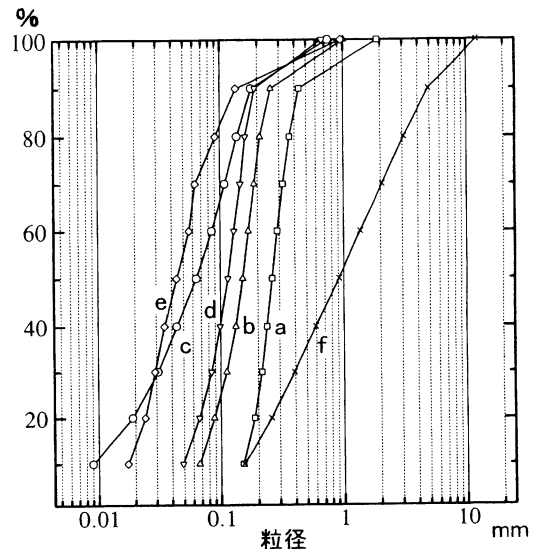


図4 区間別粒径積算曲線
（a～fは第3図参照）

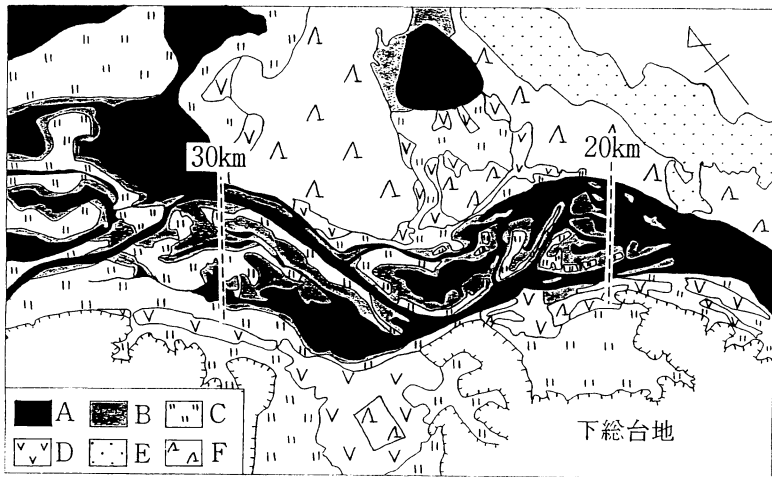


図5 約120年前の利根川の三角州の先端部
A: 水域, B: 湿地, C: 水田, D: 畑, E: 砂丘, F: 松林 (1:20,000迅速測図による)

IV シルト床区間の成因

以下では、河口からほぼ30~20kmと10~4 km、すなわちc区間とe区間、のシルト床区間の成り立ちを検討する。

1. 利根川の三角州の前進

1880年~1886年にかけて作成された2万分の1迅速図より、現在の河口から20~30km付近の地形と土地利用を示す(図5)。この図から、今から120年ほど前には利根川の三角州の先端は現在の河口から約19km上流にあったと判断される。幅が狭くて、しかも浅い銚子浦には高い波が立たないから、鳥趾状三角州が発達していた。

その後の浚渫などによって三角州の形状は改変されてしまったが、川幅と平均河床高度の分布からは、三角州の先端は1970年頃には河口から12km地点にまで前進したと推定される。利根川の河口は銚子であると一般には考えられているが、三角州の先端は実は河口から12km付近にあり、それ以下の幅の広い浅い区間は、縮小した銚子浦と考えられる。

2. 河口から30~20kmのシルト河床区間

新旧地形図を比較して、河口から30~20km区間の地形変化を見ると(図6)、この区間は1900年から行われた利根川第1期改修工事(宮村, 1981)によって河道の位置が全く変更されて、新たに掘削された区間に相当していることがわかる。

この人為的に掘削された区域は標高にして-3~-10mほどの深さまでシルト・粘土層からなる(池田ほか, 1977)後背湿地に位置している。このため

に、標高1~2mほどのこの地区で深さ5~6mの河道を掘削するとちょうどシルト・粘土層が河床に露出することになる。

3. 河口から10~4kmのシルト床区間

1970年当時には利根川の三角州の先端は河口から12kmほどにあり、河口から10~4km区間は現在のラゲーン(銚子浦)の底に相当する。このためにこの区間はシルト床になっているのであろう。

この説明が正しいとすると、利根川の河床砂はまだ銚子から太平洋へ流出していないことになる。シルト・粘土はともかくとして砂がまだ海に達していないということが正しいかどうかは、海岸保全のためにも検討を要する課題である。なお、河口にごく近い区間では細礫混じりの砂になるが、これは沿岸漂砂に由来する海浜砂であろう。

4. その他のシルト床区間

2, 3節では、比較的長い区間にわたってシルト河床になっている区間の成り立ちを問題としたが、このほかにも利根川下流にはシルトからなる河床があちこちにある。局所洗掘地点の河床に凝集性の高いシルト・粘土層が露出していることはむしろ一般的でさえある。あるいは人為的に瀬替えが行われた布佐・布川の狭窄部の河床には台地を構成しているシルト層が露出している。このように、シルト床地点は、人為的であれ自然的であれ、河道の側方移動によって生じた侵食河床地点に生じる。

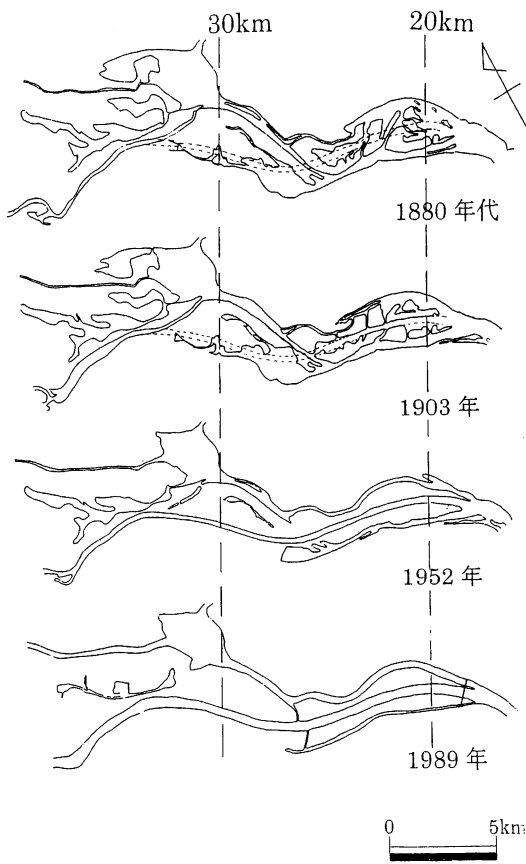


図6 河口から20 30km付近の河道の変遷
(1880年代と1903年の図中に記入した破線は現在の河道位置)

5. シルト床上に砂が堆積しない理由

シルト床区間がもし堆積傾向にあるなら、上流から運搬されてくる砂が堆積して、砂床になるであろうが、シルト床区間が侵食河床の状態の場合には、砂が堆積しない可能性がある。すなわち、平滑なシルト床上では砂は砂床上よりかえって運搬されやすいかもしれない。この考えが正しいことをごく簡単な水路実験によって示すことができる。

ここでは、長さ8m、幅20cm、深さ29cmの透明アクリル製の水路に、中央粒径0.2mmの豊浦標準砂を流して、底面に砂が敷き詰められた砂床の場合と、底面にアクリル板が露出した平滑床の場合とで、それらの上を運搬される砂の運搬量の違いを求めた。具体的には、水路勾配Sを1/25, 1/50, 1/100, 1/200の4通り、流量Qを毎秒1, 2, 4, 8lの4通りに変化させ、それぞれの流れによって運搬さ

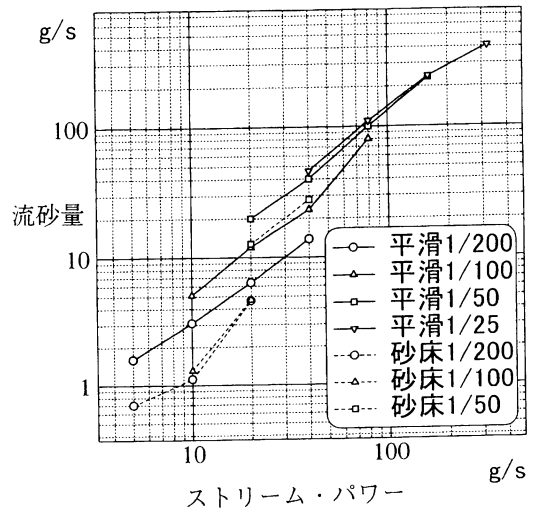


図7 砂床上と平滑床上における流砂量の比較
ストリーム・パワー = $\rho g Q S$ ここで、

ρ :水の密度, g :重力加速度, Q :給水量, S :水面勾配。
(水路幅:20cm, 実験用砂の中央粒径0.2mmの豊浦標準砂,
給水量:毎秒 1, 2, 4, 8 l, 水面勾配:1/25, 1/50, 1/100, 1/200)

れる流砂量 Q_s を求めた(図7)。砂床上の場合には循環方式により、水路下流端から流出した水と砂とを水路上流に返送することによって、また平滑床の場合には、給砂量を次第に増加させて、河床上で砂が滞留することなく運搬される上限の給砂量を求めた。これに見られるように、ストリーム・パワー($\Omega = \rho g Q S$, ここで ρ :水の密度, g :重力の加速度)が同じなら、砂床より平滑床上のほうが流砂量が多い。

V まとめと今後の課題

本研究によって次のことが明らかになった。

- 1) 河口から40km以下の利根川の河床は全体的には細砂からなるが、30~19kmと10~4kmは比較的最長いシルト河床区間である。
- 2) 120年ほど前には利根川の三角州の先端は河口

から19km地点にあったが、1970年頃には河口から12km地点にまで前進した。

3) 河口から30~19kmのシルト床区間はかつての三角州の後背湿地に人為的に新河道が掘削されて瀬替えされた区間で、後背湿地堆積物が河床に露出した侵食河床となっている。

4) 河口から10~4kmのシルト床区間は現在のラグーン(銚子浦)の底に相当する。

5) 布佐・布川の狭窄部など、人為的に瀬替えされた侵食河床にはしばしば台地の構成層や後背湿地の構成層であるシルトが露出している。

6) シルト床上では砂は砂床上よりかえって運搬され易い。このために、シルトからなる侵食河床上には砂が堆積せず、シルト河床の状態が保存されているのであろう。

堰の周辺の河床が通常はシルトで、出水によって砂になるのは、堰の影響で堆積していたシルトが出水によって下流へフラッシュされるためと一般には考えられているが、利根川下流ではそうではなく、元々はシルト河床であり、出水によって細砂がやや大量に運搬されてきた時のみ、その細砂がシルト床の上に残留して砂床になる可能性が高い。

利根川下流では、1971年の河口堰の完成以来、この堰の環境影響が問題とされてきた。環境庁は1997年度に日本自然保護協会に委託して、「利根川河口堰の流域水環境に与えた影響」を調べた。この結果、①植物プランクトンの異常発生など水質悪化、②河口堰の上下流に最大60cmの厚さに泥が積もる、③シギ、チドリなど鳥類の大幅減少、などの影響が出ていると指摘した(日本自然保護協会、1998)。これに対して、建設省と水資源開発公団は利根川河口堰総合評価検討委員会を発足させて、1998年度から2000年度に利根川河口堰の影響評価のための独自調査を別途に実施した。

河道形状に及ぼす河口堰の影響を討議するための当面の課題は、海底地形調査では一般的に用いられているサイド・スキャン・ソナーを用いた河床形状の三次元的な把握と、音波探査による河道構成層(地下地質)の解明である。これらによって今後のさまざまな討議に必要な不可欠なデータが得られるであろう。

謝 辞

本研究は岡本圭世による筑波大学自然学類の卒

業論文を加筆・修正したものである。本研究をすすめるにあたって、筑波大学地球科学系の地形分野の先生方にご指導を頂いた。地質調査所の斎藤文紀さんには地形発達についてご教示いただいた。筑波大学水理実験センターの山本憲志郎さんと飯島英夫さんには水路実験に助力を頂いた。地球科学研究科の斎藤健一さんには研究の方法や図表の作成に関して多くの助言をいただいた。また、自然学類地形専攻の学生の方々、とくに柏木登士子さん、林 千夏さんには水路実験などを手伝って頂いた。さまざまなことに協力して下さった皆様に深く感謝いたします。

引用文献

- 井内美郎・斎藤文紀(1993)：霞ヶ浦。アーバンクボタ, 32号, 56-63.
- 池田 宏・小野友五・佐倉保夫・増田富士雄・松本 栄次(1977)：筑波台地周辺低地の地形発達—鬼怒川の流路変更と霞ヶ浦の成因—。筑波の環境 研究, 2号, 104-113.
- 遠藤邦彦・関本勝久・高野 司・鈴木正章・平井幸弘(1983)：関東平野の「沖積層」。アーバンクボタ, 21号, 26-43.
- 大河原弘美・池田 宏・伊勢屋ふじこ(1992)：利根川・鬼怒川の瀬替による利根川中下流低地の地形環境変化。筑波大学水理実験センター報告, 16号, 79-91.
- 大矢雅彦(1969)：利根川中・下流域平野の地形発達と洪水。地学雑誌, 78-5, 43-56.
- 菊地隆男(1969)：茨城県鹿島半島北部の地形発達史。資源科学研究所彙報, 70, 63-76.
- 北浦光章・池田 宏(1999)：海跡湖の水深決定要因。筑波大学水理実験センター報告, 24, 59-72.
- 建設省関東地方建設局利根川下流工事事務所(1973)：『利根川河道計画調査(中間)報告書』, 373p.
- 日本自然保護協会(1998)：『利根川河口堰の流域水環境に与えた影響調査報告書』日本自然保護協会報告書, 83号, 217p.
- 宮村 忠(1981)：利根川治水の成立過程とその特徴。アーバンクボタ, 19号, 32-45.
- 山本晃一(1994)：『沖積河川学—堆積環境の視点から—』山海堂, 470p