

石狩川の河口構造

北海道大学教授

同 講師

同 講師

同 助手

工学部 理学博士

同

同

同

福島 久 雄

柏 村 正 和

八 鍬 功

高 橋 将

1. 緒 言

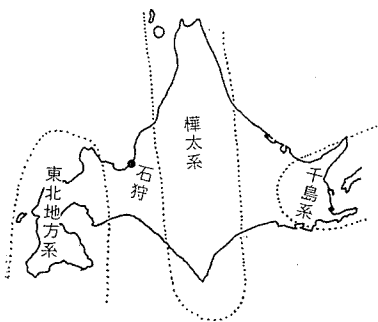
河口は、陸水と海水の境界をなす領域で、ここでは二者の接触の状況により複雑な現象が多く見られる。

それは単に理学的な興味を呼ぶばかりでなく、工学的には河口の制御や利用の上に基礎知識として理解する必要のある現象であることが多い。筆者などは戦前より河口の物理的構造に興味を持ち機会あるごとに調査研究を行なって来たが、特に石狩川河口では数多くの観測を行ない、その性質については豊富な資料をえている。近年石狩川河口が、河口港としての新しい施設を施す段階に到ったので、ここに河口構造についての知見を発表し、大方の便宜に供したいと思う。

2. 石狩海岸の生成

北海道は地質学的に見て中央部は樺太の要素、南西部は東北地方中西部の要素、道東部は千島系要素の3系から成り立ち往時はおのおの孤立していたものが地質学的年代を経て、堆積や地殻変動により一体となったと考えられている¹⁾(図-1 参照)。石狩と苦小牧を結ぶ線は、昔は海水により隔離されていたが、火山噴出物や陸上浸食の堆積物により陸化した地帯でことに石狩平野は主として石狩川水系の堆積物による平野として理解され、南は銭函から北は知津狩にいたる 25 km にわたる現在の石狩海岸は、かくして形成された海岸平野の海側の末端を成す砂浜海岸である。石狩湾に望むほかの海岸はいずれも高い海食崖を延々と連ねる岩石海岸で石狩砂浜海岸とはいちじるしく様相を異にしている。石狩海岸は卓越風向、波向に対しほぼ直角に近く、ゆるく彎曲した安定

図-1 北海道の地質学的区分

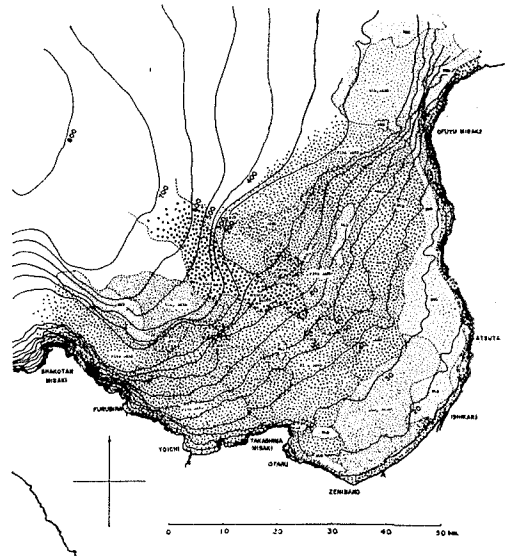


曲線をなしている。

3. 石狩湾の海底形状と底質

石狩湾は雄冬岬と積丹岬を結ぶ直線から陸側の海域と考えてよい。図-2に示すごとく、この直線の付近は 100~200m の水深でそれを境に日本海側は急に深くなり、内側では海底勾配のゆるやかな台を形成している。したがって、一般の大陸棚と同様に石狩湾の海底は石狩川が運搬した陸上浸食物による堆積台であることはただちに理解できる。

図-2 石狩湾の水深と底質



湾の奥行は約 50km、平均水深は 58m と計算されるから湾口から湾奥に向かって起こる潮汐副振動の周期は 2~2.5 時間のものが期待される。底質は同じく 図-2 に示したとおりで岩石から泥にいたる広範囲の粒度を持つが、湾の中央部から外海につながる部分は岩石、礫が多く、その周辺は次第に粒径が小さくなり、ことに石狩海岸に近い部分およびそれから北にのびる海岸に沿っては泥の堆積している海域が帯状に拡がっていることが一見される。

4. 沿岸流の卓越方向

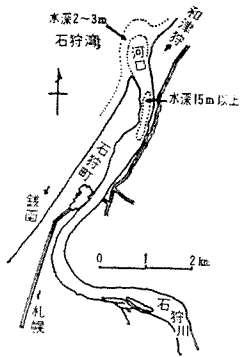
石狩湾の沿岸流 (coastal current) については実際の

観測記録がない。しかし図-2の底質を見ればその卓越方向を知ることができる。上流から運ばれて河口を出る土砂のうち浮遊性の高いシルト粘土に属するものは、沿岸流によりはるか遠方まで運搬され、その流路に沿って徐々に沈積する。したがって河口から泥の堆積している海域を連ねて行けば沿岸流の卓越方向を知ることができる。

図-2によれば前節にも記したごとく底質が泥で占めている部分は石狩から北にのび、はるか雄冬岬の北部にまで達している。逆の方向へは銭函付近まで泥と細砂の混じった底質であるが、小樽から西には泥の部分がなくなる。

以上により石狩海岸に沿った卓越沿岸流は北上していることがわかる。また一方図-3のごとく石狩川河口の

図-3 石狩川河口付近

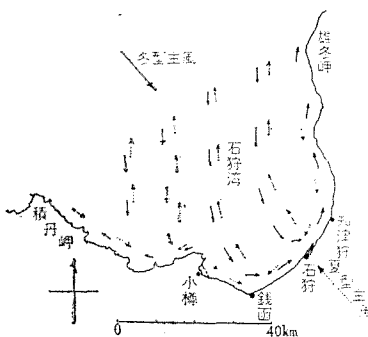


左岸砂洲は数 km にわたって北東に延びているが、これも沿岸流の北上を示唆するものである。砕波帯内の波の入射角によって発生するいわゆる並岸流 (long-shore current) が一方に卓越する海岸では河口砂洲はその方向に延びてであろうが、石狩海岸は前述のように卓越風波に対し直角に近い安定汀線を持つので

並岸流は一方的にはほとんど卓越しない。

むしろ年間風向頻度から計算される並岸流はわずかに南下の傾向さえ見られるので²⁾、左岸砂洲のこのようないちじるしい発達には沿岸流に原因を求めなければならぬ。現在河口は河口内の右岸に設けた水制により右岸の欠潰が防止されたために位置が安定し、左岸砂洲の発達はとまっている。以上のような沿岸流の成因についてはまだ推測の域をでないが、筆者などは現在風による吹送傾斜流にもとづくのではないかと考えている。すなわち冬期卓越の北西風により発生する吹送流は Ekman Spiral により右に偏し小樽付近に海面の上昇をもたらし、それ

図-4 石狩湾の流れの想定図



により、二次的に傾斜流が発達して一方は石狩海岸に沿って北上し一方は西進する。夏期の南東風は海岸付近から沖に向って吹送流を発生させ、これは沖では前記のように右に偏し、そのためこの流れの補流として石狩海岸にそって南下流を生ずる。前者の北西風は一年を通じ後者の南東風にくらべてはるかに頻度が高いため石狩海岸では一年を通じ北上する沿岸流が卓越することになる。以上の考えは単なる定性的推測にすぎないが石狩湾沿岸漁民の話と符合する点が多いので、理論的な研究を進める一方漂流ビンによる沿岸流の実測を予定している。

5. 河口二重水層

(1) 概 説

河口では川から流出する淡水と海水の接触によって複雑な状況を作っている。密度の小さい淡水は海水の上をとって海上に拡がり海水は下層を舌状になって川の内部に浸入していわゆる塩水クサビを形成する。淡水と海水の境界は水中の乱流状態によって明瞭に識別される場合もあれば、二層の混合が発達して不明瞭になり塩分濃度が次第に変化する場合もある。Stommel はこれらを分類して三つに分けている³⁾。二層の混合は潮汐や低気圧の通過、または強風など二層内に内部波の発達を促すような現象によって促進される。二層が明瞭に識別されるような状態の時には、河口では Stommel の提唱した、 $v/\sqrt{(1-\rho_1/\rho_2)gh}=1$ を満足するような条件が定常状態で成り立つ⁴⁾。 v は淡水流速、 ρ_1, ρ_2 はそれぞれ淡水、海水の密度、 g は重力加速度、 h は淡水の厚さである。しかしこの条件の成り立つ地点は河口のごくせまい領域であって、しかも定常状態に落ち着くまでに相当の時間を要する石狩川のような大河川ではこの式を実測で検証する機会はなかなか得られない。しかし天塩川河口では、ほぼこの関係が成り立っていることを数回にわたり認めており、さらに弱混合の塩水クサビがわずかに潮汐で振動している場合に河口ではこの式の左辺 (内部 Froude 数) が 1 を中心に振動することをも実測と理論とから検出している⁵⁾。石狩川河口でも同様の状況であろうと思われる。淡水の流量が増加すると塩水クサビは次第に河口外へ押し出され、ある限界流量に達すると河口内には塩水は認められなくなる。この時の流量は h に河口水深をとることにより、上記 Stommel の式と河口横断面積とから見積ることができる。石狩川ではその限界流量をこの関係とさらに他に河口から上流に向かっての距離と表層塩分濃度の関係とから $480 \text{ m}^3/\text{sec}$ と算出した結果がある⁶⁾。しかしこれはクサビの定常状態を仮定した上での計算であるから、非定常とみなされる時にはこれと異なる値をとることは当然ありうる。筆者などは石狩川で出水によって押し出された塩水が淡水流量約 $700 \text{ m}^3/\text{sec}$ に下がった時に再び河口内に浸入を始めたことを観

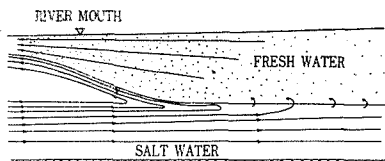
測したことがある⁷⁾。石狩川では毎年4月下旬から5月の融雪期にかけて最も流量が増大し $3,000 \text{ m}^3/\text{sec}$ 以上に達することがあるが、そのような時には航路にそって河口外1,000 m 付近まで全く海水の存在が認められないことがあるといわれる。一方冬期あるいは夏期の湧水期には塩水クサビは極度に発達し、その先端は河口から十数 km 上流にまで達することがあり、上層の淡水は下流に向かって塩分濃度を増し河口近くでは相当の高濃度に達し「かんがい」のための揚水を不可能ならしめる場合もある⁸⁾。

(2) 河口循環流

塩水クサビの海水は、淡水の流下にとまって、わずかず淡水中に拡散して行く。このため淡水は河口に向かって徐々に塩分濃度を増し、その結果密度の平衡を保つために下層塩水はわずかながら上流に向かって流れることになる。結局海水は鉛直面で循環を行なうことになる。

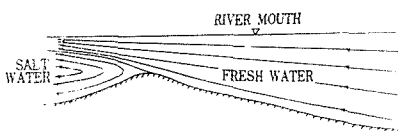
また一方河口の近くでは内部 Froude 数が1に近づき淡水流が加速されるので下層の塩水を直接連行して一緒に河口外へ出て行くことも普通認められる。この二つの型の海水循環は天塩川においては常に認められており⁹⁾、石狩川においても同様であろうと思われる。これらの流れは河口循環流と呼ばれている¹⁰⁾。図解的に示すと図—5のごとくなる。出水時の循環流の働きについてはま

図—5 河口循環流 (水平時)



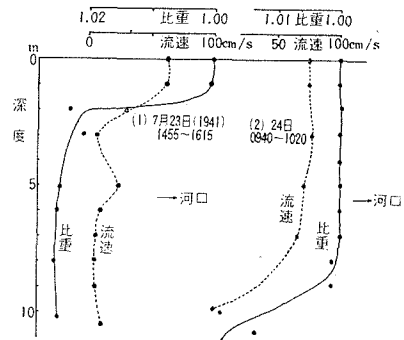
だ確実な実測は行なわれていないが、循環流の性質からしてその状況を想定することは困難ではない。石狩川では前記のように出水期には淡水流量の激増によって塩水クサビは河口から追い出されるのが普通であるから、この場合には下層塩水から上層淡水中に塩分が拡散移動する前者の型の循環は考える必要はない。後者の淡水の直接連行による海水の循環がきわめて発達した形をとるであろう。河口を出た強い淡水は沖に出て初めて海水と接触し、その点で海水はさかんに循環を行なうであろう。すなわちその点の沖側の海底では流れは河口の方に向かい岸側の海底では淡水流が底を洗掘しつつ沖側に向かうから、二者の交差点には沖から底層海水により運ばれる砂

図—6 河口循環流 (出水時)



と河口から淡水により押し出される粗粒土砂によって海底に砂堆を形成するであろう(図—6)。出水後河口沖 800~1,200 m に浅瀬が発達し極端な時には水深1~2 m にまで浅くなることは石狩川においてよく経験されている。このような河口外砂堆の生成は、上の議論から明らかなように河口内部の河床洗掘と表裏の関係にあって、石狩川では河口内1~1.5 km 付近には常に河床に水深15 m 以上の凹部の存在することが知られている。以上の循環流はいずれも流れが定常の時に観測すれば、常に見出されるものであるが非定常の場合には、しばしば観測結果が今までに記した循環流の概念と異なり、誤まって理解されることがある。たとえば潮汐によって塩水クサビが変動する場合とか淡水流量の増減による塩水クサビの消長の過渡期などがそれである。図—7は河口上流4.5 km で測定した一例であるが、①は淡水の流量増加によって下部塩水層も淡水と同様に流下して循環流の性質と異なって見える状況を示している。②は翌日にいたり下部塩水層が河口方面に押しやられ、この地点ではすでに見られなくなっている状況が示されている。

図—7 淡水流量増加による塩水クサビ後退の過程

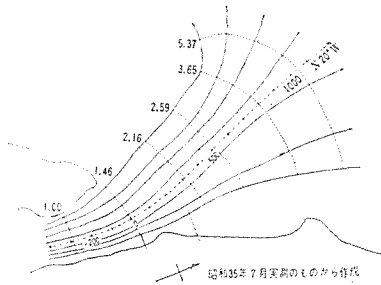


(3) 河口を出た淡水の運動

河口内部のクサビの定常状態は各国で研究されてかなり明らかになって来たが河口外の淡水の状態はあまり知られていないように思われる。淡水と海水の密度差を無視し平面噴流の考えから論じている場合が見られるが¹¹⁾、河口外の淡水はもちろん密度流の性格をもち、河口を出ると急速に厚さを減じ海水の上を四方へ拡がって行くのを観測しているので密度流としての考察を行なわなければその状態を正しく論ずることはできないであろう。まず河口外で表面流がどのように拡がって行くかを実測から調べてみよう。

図—8は昭和35年7月の石狩川河口外表面流の流線図である。これは発電式流向流測計により、めんみつに測定された表面流の流向をつらねて作ったものであって破線は流線に直角に引かれた速度ポテンシャル線に相当するものである。この破線の長さは、表面流の拡がり方を量的に示す目安となる。河口内のある断面における破線の

図-8 河口表面流の流線図
(昭和35年7月)



長さを1にとり、河口外に向かうにしたがって破線の長さがどのように増加して行くかという関係を図で示すと図-9のごとくなる。縦軸には河口内断面の破線を基準にしてとった破線の長さで対数目盛で表わしてある。横軸は、ミオ筋上にとった距離で河口を0としてとっている。この図は一見して非常によい直線性を有していることが認められる。このことは、河口を出た表面流の拡がり方は距離とともに指数関数的に増大していることを示すものである。

図-9 流線のひろがり距離の関係
(昭和35年7月、縦軸は図-8の破線の長さの比率をあらわしている)

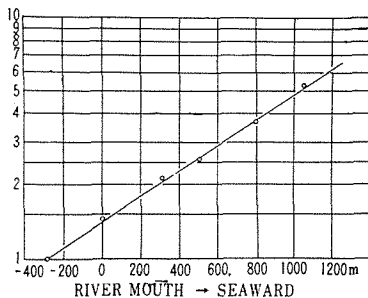


図-10は同じく昭和35年9月の表面流測定の結果から作製した流線図であって、距離に対して流れの拡がり方が7月の場合にくらべておそいことが認められる。前の場合と同様に流線に直交する破線を描きその長さと距

図-10 河口表面流の流線図
(昭和35年9月)

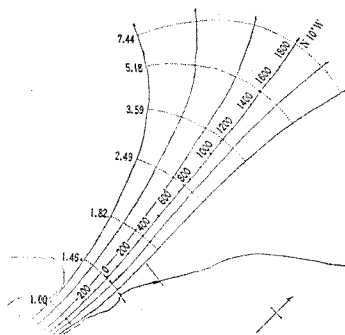
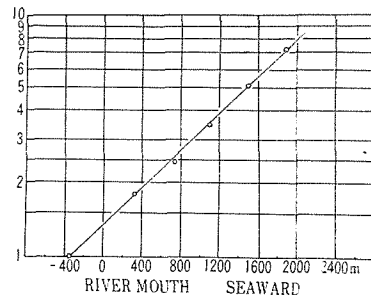


図-11 流線のひろがり距離の関係
(昭和35年9月)



離の関係を同様に半対数紙に記すと図-11のようになる。この場合も、7月と同じく非常によい直線性を示し表面流の拡がり方は距離に対し指数関数的に増大しているのを知ることができる。河口からミオ筋に沿って測った距離を x とし、距離 x と河口($x=0$)における破線の長さをおのおの L, L_0 とすると

$$L = L_0 \exp(kx)$$

を得る。 k は表面流の拡がり方をきめる係数であって、前記の実測結果から計算すると

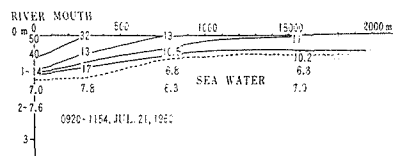
$$k = 1.21 \times 10^{-3} \text{ (m}^{-1}\text{)} \quad \text{昭和35年7月}$$

$$k = 0.89 \times 10^{-3} \text{ (m}^{-1}\text{)} \quad \text{昭和35年9月}$$

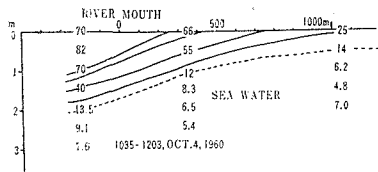
となっている。航空写真などによって河口を出る流れの外縁形状が沖に向かって放物線的に拡がっていることが、しばしば観測され、またそれについて平面噴流理論を用いての研究もあり¹¹⁾、また筆者などもそのような事実を経験しているが、表面流自体はこのように密度流的傾向を持って指数関数的に拡がっていることは非常に興味深い。つぎに河口を出た淡水の厚さの減少について調べてみよう。淡水は河口を出る所で急激に厚さを減じ、それから先は数十～数cmのフィルム状をなして海上に拡がって行く。この厚さは電気伝導度による塩分計を用いて容易に測定される。厚さがうすくなるにしたがって海水が次第に混入して行き、淡水といっても河口内部よりはるかに高塩分濃度のものになって行く。またそれにとまって海水に運動量を奪われ、同時に流れが拡がって行くために流速は減少する。

河口を出た淡水の厚さが減少して行く状況は、たとえば図-12、図-13のとおりである。図面に記入されている数値は実測の電気抵抗値を示し、使用した電極の特性にしたがって必要の時は塩分濃度に換算できる。こ

図-12 河口を出た淡水の厚さ減少の図
(昭和35年7月21日)



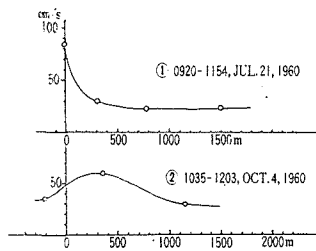
図—13 河口内外の淡水の厚さ
(昭和35年10月4日)



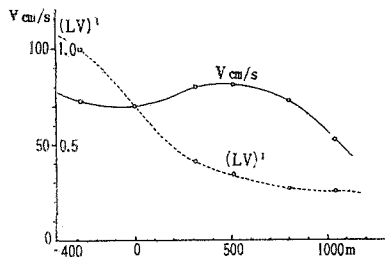
図では両者ともに 10 Ω より小さい値の部分はほとんど海水と考えてよい。したがって淡水の厚さは点線で連ねたような形状のものである。今淡水は海水と混合しないものであるとし、流速を v 、その厚さを d として簡単な考察を試みる。

$vdL=Q$ —一定 (淡水流量に相当) と考えられ、また前述のように $L=L_0 \exp(kx)$ の性質を合わせ考えると、 $vd=(Q/L) \exp(-kx)$ という関係が成り立つことになる。したがって厚さ d の減少の仕方によって流速はいろいろの変化をすることが予想される。たとえば、河口付近では厚さが急激に減少するので流速はその部分で加速されることが考えられる。図—14 によれば実際にこのような事実が観測されている。また流速の距離による変化が与えられていれば、逆に淡水の厚さの変化を大体ではあるが想定することができる。図—15 は昭和35年7月実測の表面流速と河口からの距離の関係を示した図であり、流速は河口を出てから 500 m くらい沖まで加速され、その後減少しているが $d=(Lv)^{-1}=(Q/L_0v) \exp(-kx)$ の関係から $(Lv)^{-1}$ を計算して破線のごとき結果を得た。

図—14 河口を出た表面流の流速
(②では河口を出てから加速されている)



図—15 河口内外の淡水流速と厚さ
(破線は実線の流速から計算した淡水の厚さに相当するものである)



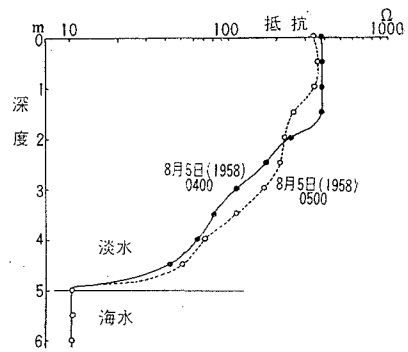
これは淡水の厚さが減少する状況を与えるもので、この際には厚さの実測が行なわれていないため、どの程度適合しているか不明であるが、普通観測される状況とよく似た形状になっている。

(4) 二重水層の塩素量分布

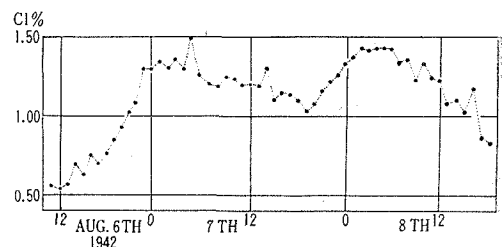
前節では淡水、塩水の接触面において透明度または濁度および水温が不連続的に変化することを示したが、直接淡水塩水の特徴づける塩分濃度の鉛直分布について述べてみる。この分布は滴定法を用いる塩素量測定によってすでに世界各国の多くの河川、湾などで測定され、石狩川でも古くから観測が行なわれており¹²⁾、別に目新しいものではない。透明度、水温の場合と同様に二層接触面で普通不連続的に変化し両層の混合が発達すると連続的に変化する型に移る。ここでは筆者などが常用している電気抵抗の測定による実測結果の一つを掲げる。測器の説明はすでに発表してあり省略するが¹³⁾、温度一定の場合は塩分濃度 C と電気抵抗実測値 R との間には近似的に $C \propto R^{-1}$ の関係があるので水深を等分目盛に、抵抗測定値を対数目盛にて表示すれば、その鉛直分布曲線は右端の方から見ればそのまま対数表示をした塩素量の鉛直分布形状として取扱うことができる。

図—16 は一例として昭和33年8月5日午前4時と5時に河口から 2 km 上流で観測した抵抗実測値と水深の関係を示してある。境界面から下層では海水が一樣な抵抗値を示し、上層淡水中では鉛直上方に向かって塩分濃度が次第に減少する状況を見ることができる。表層塩分

図—16 電気抵抗の鉛直分布によって塩分分布を知一例



図—17 河口内表層塩素量濃度が潮汐によって変化する状況

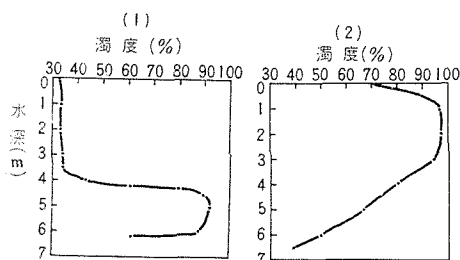


濃度は低気圧、風、潮汐によって変化することが知られている。これは、それらを原因として二層間に内部波が発達し二層の混合を促進するためであると考えられているが、一例として昭和17年8月の洪水時に河口から4.5km上流で測定した表面塩素量の連続観測の記録を図-17に示す。この図では約一昼夜を周期とする濃度の変化が認められ、潮汐によって同じ周期の巨大な波長の内部波を生じ、その結果、表層塩分が潮汐の周期で変動したものと理解される。また表層塩分の河口からの距離に対する変化は石狩川の観測記録にもつき、定常的塩水クサビを仮定すると指数関数的に減少するという研究成果もある¹¹⁾。

(5) 二重水層の濁度および水温分布

二重水層は塩分の直接測定または電気抵抗法による測定のほかに、濁度(いいかえれば透明度)または水温の測定によってもよく識別できるが、その状況を示してみよう。昭和26年9月27日河口より4.5km上流で、光電池を使用した濁度計¹²⁾により測定した二重層における濁度の鉛直分布を図-18(1)に示す。各深度におけるマイ

図-18 二重水層における濁度の鉛直分布



クロアネーターの読み I と、濁りが無い場合の読み I_0 との比 $(I/I_0) \times 100$ を横軸に、深度を縦軸に示してあるが、河水あるいは海水に浮遊粒子があって濁度が大きければ I の値は小さくなる。図では二重水層の境界は水深4mであって河水の部分は乱流交換作用によって、一様な濁度を示しているが、海水の部分はほとんど透明に近い。浮遊粒子は境界面を通過して海水中に沈降することは非常に少なく、もっぱら河水によって搬出されることを示している。また図-18(2)は河口からミオ筋に沿って約1.8km沖の点における濁度を示したものであるが、河水と海水との混合によって濁度は河水よりも少なく、表面から厚さ1mにわたる混合の層がみられる。水深3m以下でふたたび濁度の増加がみられるのは、海底付近の漂砂による海水の濁りによるものであって、このような濁度鉛直分布の型は河口において河水と海水の混合がある場合にみられる典型的なものである。また図-19(1),(2)はそれぞれ昭和35年7月21日と同年10月4日に測定した、石狩川河口における水温ならびに塩分濃度(電気抵抗値で示す)の鉛直分布である。7月には河水温度が海水温度よりも高く、10月にはその逆となってい

図-19 (1) 二重水層における水温の鉛直分布

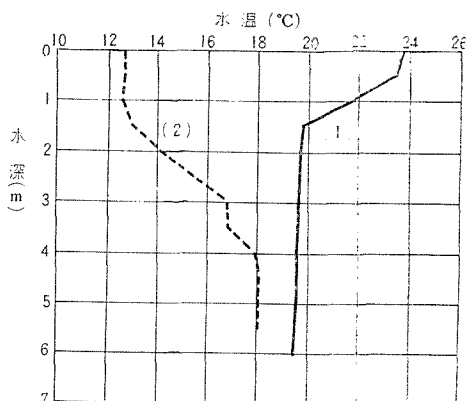
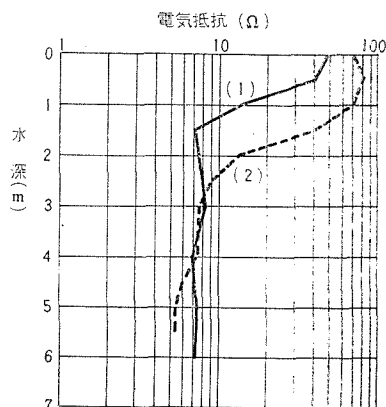


図-19 (2) 二重水層における塩分・電気抵抗の鉛直分布

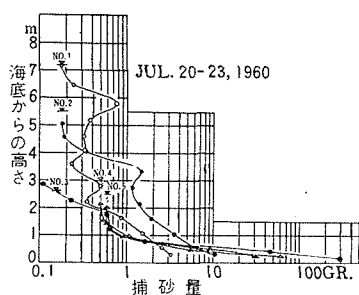


るため、水温は(1)では海面が底部よりも高く、(2)ではその逆となっているが、いずれの場合も塩分濃度分布と水温分布とはよく似た分布形状をなしている。これは河水と海水との間の熱交換が前述した濁度の場合と同様に、両者の混合によって生ずるものとみなし得ることを示し、濁度あるいは水温の分布を知ることにより、塩分濃度の場合と同様に、二重層の状況を明確に知ることができるのである。

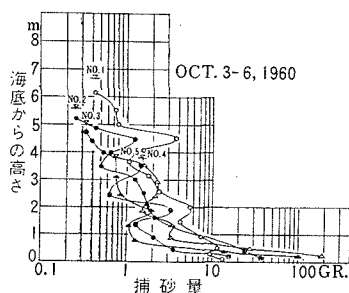
(6) 漂砂および浮遊土砂鉛直分布の特徴

石狩川の流出土砂量は、過去の浮泥量測定値¹³⁾から概算すると、融雪期には小さく見積っても一日に軽く10万t以上におよぶと思われる。一方石狩海岸の漂砂量は前述したように海岸線が卓越波向に対し直角に近いために漂砂濃度はかなり高くなっても岸に沿っての移動量は比較的少ないと思われる。したがって石狩川河口海岸地形の生成には、川的作用が一番大きな要素である。海岸と河口内部の漂砂または浮遊土砂の鉛直分布はどのような差を示すか調べてみよう。図-20, 21は昭和35年7月と10月の石狩川の平水時に、それぞれ竹竿法により摘集した漂砂または土砂量の鉛直分布図である。No. 1~No. 3は河口のミオ筋にとった地点でNo. 1は河口内

図一20 河口付近の漂砂、浮遊土砂捕集量の鉛直分布 (昭和35年7月)



図一21 河口付近の漂砂、浮遊土砂捕集量の鉛直分布 (昭和35年10月)

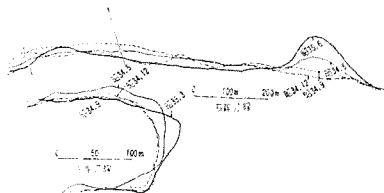


500m 付近, No. 2 は河口, No. 3 は河口外約 1000m 付近である。No. 4 No. 5 は右岸および左岸の海岸から 200~300m 沖の点である。この二つの図から河口を出て周囲が海の性格を帯びるにしたがって底層の捕集量が增大していることが知られ, No. 4, No. 5 では典型的な海岸漂砂の「く」の字型分布をしている。No. 1, No. 2 では分布に凹凸はあるが, 「く」の字型とは異なりむしろ直線的な形状をしていることが注目される。海岸漂砂では波の往復運動によって海底部数 10cm の範囲に強い往復流が生じて, そのため底部に捕集量が多いと考えられているが No. 3 から No. 1 に向かうにしたがって底部の捕集量が少なくなり分布が直線的になって行くのは, 波の作用が河口内に向かって次第におよばなくなっているものとして理解できる。No. 1 と No. 2 の分布で特徴的なのは 7 月, 10 月の 2 回とも水面下約 2m の所に捕集量の極大点が来ていることである。この深さはちょうど淡水塩水の境界面にあたっていたので, 淡水中の浮泥が沈降して境界面付近で濃度が高くなったものと推察される。

(7) 沿岸流と河口付近の汀線形状の関係

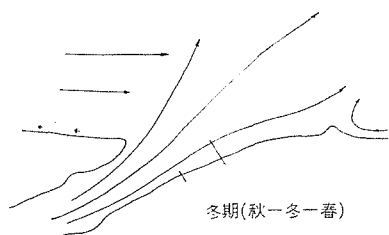
沿岸流の季節的変向あるいは川の流量の大きな変化にともなって河口をはさむ両岸汀線の形状や河口付近の海底形状には変化が起こる。図一22 に両岸汀線の変化図を掲載する。いちじるしい特徴は右岸の第 1 突堤から北側 800m の汀線に冬期から春先にかけて発達し夏期に消滅する砂嘴のあることである。また左岸先端の砂州が冬

図一22 季節による河口両岸汀線変動の状況



期にやや北にのび夏期に元へもどることも同じく注意を払う必要がある。これらの現象は季節的な沿岸流の動きと関係がある。1. で述べたように冬期に卓越する北上沿岸流は川の流出方向を北よりに偏向させ流心は右岸海岸線に近づく。そのため図一23 に示したような流れとな

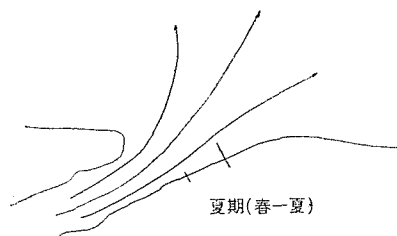
図一23 沿岸流北上による汀線形状変化の想定図 (冬期型 10 月~5 月)



る。川の流出流は砂嘴のできる付近から次第に海岸線から離れて北方に向かう。そのため図に示すようにそこに反流が生ずる。またさらに N~NNW から吹く強風によって碎波帯内に発生した漂砂はこの風向ではわずかに南下並岸流を起こさせるから上記の反流と相助けて海岸の砂を南に運び川の流れと合する所に堆積して前記の砂嘴を発達せしめ同時に砂嘴から沖に向かって浅瀬を発達させることになる。この傾向は融雪出水期 (4~5 月) のはげしい川の流れと流出土砂とによってさらに強調されるであろう。夏期には北上沿岸流の退化または流向の逆転によって川の流出方向は NW に偏し右岸浅海におこる反流は衰え, また南下していた並岸流も弱体化するためには砂嘴は自然に消滅すると考えられる (図一24)。

左岸については冬期川の流出方向の北偏により流心が左岸から遠ざかるために主として波浪によって局部的に漂砂の移動をもたらして左岸先端がのび夏期は逆の理由によって元にもどると思われる。

図一24 沿岸流衰退または南化による汀線形状変化の想定図 (夏期型 6 月~8 月)



このように汀線の変化は石狩海岸のように大河口を有し、かつ並岸流が一方に卓越しないような海岸では沿岸流と密接な関係を持ち沿岸流の変化に応じて汀線形状が変化することが推測されるものである。

河口付近の海底形状はすでに述べたように川の出水と大いに関係があり、出水によって河口内は洗掘され河口外では淡水と海水の接触によって発達する循環流によってミオ筋に浅瀬を生ずる。

この浅瀬の位置は多くの場合河口沖の河口巾の4~5倍の距離に生ずることが知られている¹¹⁾。石狩川の場合もその例にもれず河口巾の約4倍の場所になっている。

浅瀬がこのような位置にできる理由について平面噴流の理論から説明を試みている例もあるが¹¹⁾、筆者などの考えでは前に述べた循環流の考えを押し進めて考慮すべき問題ではないかと思う。

以上は昭和13年以来筆者などの得ている多くの観測資料のうち紙数の都合によりそのごく一部を述べたものである。またここに述べられている資料のうちの大部分については石狩川河口調査報告¹⁶⁾にくわしく記載してある。

終りにのぞみ今までこれらの観測に熱心な御後援と御協力をいただいた北海道開発局港湾部、同石狩川治水事務所、小樽開発建設部築港課、同石狩港修築事業所の関係各位に紙上を借りて厚く御礼申し上げる次第である。

なお本研究は一部を文部省科学試験研究費によったことを付記する。

参 考 文 献

- 1) 北海道地質図、昭和26年、科学技術連盟および同説明書。
- 2) 石狩港計画資料、北海道開発局港湾部、昭和34年1月または昭和34年度 石狩港調査報告、小樽開発建設部、昭和35年6月。
- 3) Stommel, H.: The Role of Density Currents in Estuaries, Proc. Minnesota International Convention, Sept. 1953. I.A.H.R., A.S.C.E.
- 4) Stommel, H. & Farmer, H.G.: Abrupt Change in Width in Two-Layer Open Channel Flow, J. Mar. Res., Vol. XI, No. 2, 1952. または 3)
- 5) 柏村: 未発表。
- 6) 大坪喜久太郎・岸 力: 河口における海水の侵入、技術資料第15号、土木学会北海道支部、昭和34年2月。または Otsubo, K. & Fukushima, H.: Density Current in River Mouth with Small Tidal Range, Memoirs of the Faculty of Engineering, Hokkaido University, Vol. XI, No. 1, March 1960.
- 7) 福島・柏村・八鍬・高橋: 石狩川塩水楔の遡上、北大地球物理学研究報告第7号、昭和35年3月。
- 8) 堂隈 純・池田 実・前田 隆: 昭和32年度かんがい排水障害調査(石狩川下流地帯の塩害調査)北海道、昭和33年3月。
- 9) 柏村: 天塩川河口の二重水層、昭和34年6月、天塩町、北海道大学工学部理学第一研究室。
- 10) Pritchard, D.W.: Salinity Distribution and Circulation in the Chesapeake Bay Estuary System, J. Mar. Res., Vol. XI, No. 2, 1952.
- 11) Bates, C.C., & Freeman, J.C.: Inter-relations between Jet Behavior and Hydraulic Processes observed at Deltaic River Mouths and Tidal Inlets, Proc. 3rd. Conf. Coast. Eng., Oct., 1952.
- 12) 福島: 河口二重水層に於ける渦動拡散について、北大工学部研究報告第12号、昭和30年6月。
- 13) 柏村: 河口に於ける二重水層(1)、北大工学部研究報告第15号、昭和31年12月。
- 14) Fukushima, H. & Yakuwa, I.: On the Photo-Electric Measurement of the Concentration of Suspended Load, Memo. Fac. Eng., Hokkaido Univ., Vol. 9, No. 3. (No. 41) Sept., 1953.
- 15) 八鍬: 石狩川の浮泥について、技術資料第11号、土木学会北海道支部、昭和31年。
- 16) 福島・柏村: 昭和35年度石狩川河口調査報告(1)、北大工学部理学第一研究室、北海道開発局小樽開発建設部、昭和36年5月。

昭和36年9月5日 印刷
昭和36年9月10日 発行

第8回海岸工学講演会講演集(1961年)

定 価 1900円(千)
会員特価 800円(100円)

発 行 者 末 森 猛 雄 東京都新宿区四谷一丁目
印 刷 者 大 沼 正 吉 東京都港区赤坂溜池5番地
印 刷 所 株式会社 技報堂 東京都港区赤坂溜池5番地

発 行 所 社団法人 土 木 学 会 東京都新宿区四谷一丁目

電 話 (351) 5138番(代 表) 振 替 口 座 東 京 16828 番