

肱川感潮域における塩分侵入の非定常挙動に関する研究

Field Study on the Behavior of Unsteady
Salinity Intrusion in Hiji Estuary.

愛媛大学農学部 正 員 大 橋 行 三

1 緒 言

河口に侵入する塩分の非定常挙動は、現地観測^{1),2)}と数値モデルによる検討^{3),4)}の両面から積局的に研究され、定性的な混合形態の遷移性状等が明らかに成りつつある。しかし、実際の河口感潮域では現象に関与する因子が多いため、画一的条件を設定して「実態把握」ないし「将来予測」を施すには可成りの無理があり、現地データ集積の必要性が依然として強調されるところである。

本研究は、以上の観点から現地観測結果を出来る限り客観的に表示し、かかる現象解析に寄与し得ることを目的とした。

2 現地及び観測の概要

肱川は愛媛県西部に位置し、総流域面積が1,210 km²、本川流路延長が89.1 kmの瀬戸内海に注ぐ一級河川で、下流約10 km（静水面交点：9.2 km、T.P. 0.0 m）が感潮域である。（図1）

その感潮特性を要約すれば次となる。

- ①潮汐波（振幅：0.5～1.8 m）の殆んどが日潮不等型で潮差が大きい。（最大3.5 m）
- ②潮汐振幅と平均水深の比は、小潮時に0.2以下、大潮時に0.3～0.37となる。
- ③流路には浅瀬が多く、特に5.5 km地点のT浅瀬（T.P. -1.60 m）を越える海水遡上が問題となる（図1の河床縦断面図参照）。

いま、流路地形の静的計量値を次式で定義し、河川淡水流量（ Q_f : m³/s）に対する混合、貯留等の性状を定性的に調べる。

$$\alpha_i = Q_f \cdot T_4 / V_i \dots\dots\dots (1)$$

ここに、 $i = 1 \sim 8$, $V_1 = V_a$, $V_2 = V_a + V_e$, $V_3 = V_a + V_e + V_d$ 、但し、 V_a : 潮汐波高に対するTidal Prism, V_e : 干潮時の見掛流路容積、 V_d : 凹状河床部の死水容積、 T_4 : 24時間50分周期の1/4 (sec)。なお、 V_i の計算は200 m 間隔の河川横断面図（建設省）を用い鉛直 10 cm 毎に求めた。

⁵⁾
 α_1 はFlood数と呼ばれ、Simmonsらの

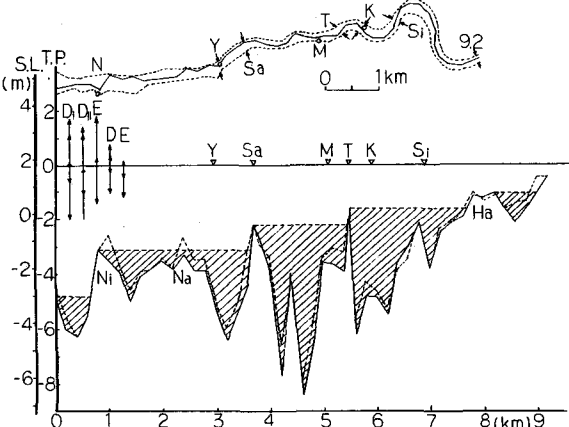


図1 最深河床縦断面図及び谷線数（D、E：潮汐振幅例）

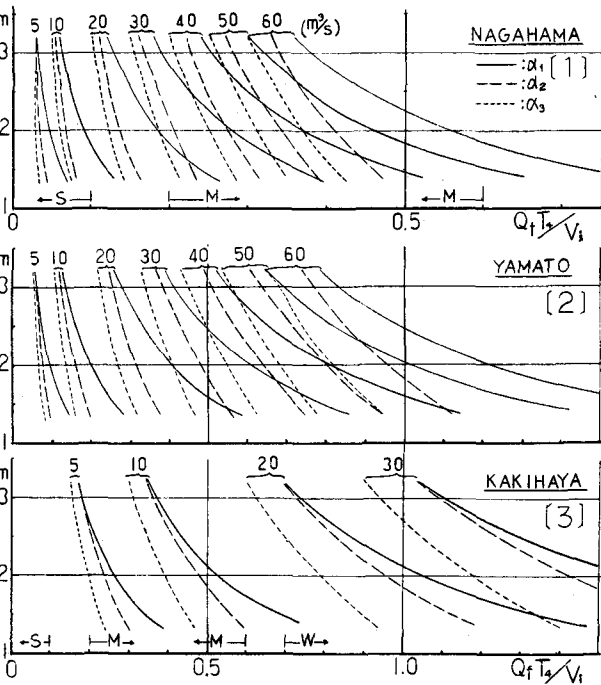


図2 河口及びY、KのFlood数(α_1)と α_2 , α_3

分類に従えば、 α_1 の値が0.1以下で強混合（S）、0.2～0.6で緩混合（M）、0.7以上で弱混合（W）に対応する。従って、図2の長浜の α_1 から、 Q_f が $20 \text{ m}^3/\text{s}$ 以下で強混合、 $60 \text{ m}^3/\text{s}$ 程度までは殆んどが緩混合であり、潮位差が小さい程、成層化が助長されるという混合形態の定性的並びに静的性状が明らかとなる。

次に、 α_2 を「河道可流比数」、 α_3 を「河道貯留比数」と定義し、浅瀬地形を評価する指標とすれば、 α_3 は浅瀬が無い場合には α_2 と等しく成り、同時に、河道内の淡・海水の見掛混合比を表わすことがわかる。

図2から、 Q_f が $60 \text{ m}^3/\text{s}$ 以下では見掛50%以上の海水遡上が起り、更に、浅瀬による死水域への塩分貯留及び掃流阻止の効果が、混合形態の遷移に可成り寄与することが伺える（ α_1 と離れた値となる）。

以上と同様な計量を河口から2.95、5.9 kmの大和橋と柿早橋（YとK）について求めれば図2の〔2〕、〔8〕となる。即ち、Yでは Q_f が $80 \text{ m}^3/\text{s}$ 以下の時、河口の傾向に類似し、 Q_f の増加に伴い弱混合の性状となる。又、KはT浅瀬の上流に位置し、見掛流路容積が小さく（ $\alpha_1 \approx \alpha_2$ ）、 Q_f が $20 \text{ m}^3/\text{s}$ 以上では弱混合の性状を示すことがわかる。但し、YとKは下流の条件が河口とは異なる。

一方、観測地点は図1のN：0.48、Y、M：5.1、T、K、 S_1 ：6.85及び建設省の $\bar{N}$ ：0.67、 $\bar{G}$ ：13.1（km）である。観測方法は、その1〔DA-I〕がN、Y、K、 S_1 における各月1回半日間（約2時間毎、流心鉛直4点法）と、その2〔DA-II〕がY、M、K、 S_1 における Q_f の $40 \text{ m}^3/\text{s}$ 以下の時を選び $1/4 \sim 1\frac{1}{4}$ 日間（約15分間隔、鉛直30 cm毎、同時2地点）の測定の種類であり、前者は塩分分布のみ、後者は塩分と流速を測った。又、潮位はY、M、K及び $\bar{N}$ 、 $\bar{G}$ 地点の自記水位記録である。

測定器は塩分が東亜電波CM-1K、CM-6A及び東邦電探EST-3、流速が岩崎電気広井式である。

3 潮位特性

$\bar{N}$ の水位計は河川流路内に在り、厳密には河口潮位そのものではないが、この値を基準観測値と見做して以下の検討をすすめた。まず、長浜の時間々隔水位資料24個を用いる方法で調和解を施し、最近8ヶ年間の平均潮位及び主分潮の振幅を比較検討した。それらのうち、月別平均による平均水深の年変化を図3に示す。この結果から、平均水深の月別変化は、瀬戸内海（徳山）の年周期性にほぼ類似することがわかる。

次に、1日8回の分解結果を連ねて主分潮の振幅の周期性

を調べれば、半日周潮の振幅（ $A_{1/2}$ ）が最大で、年平均14.8日の周期をもち、絶対値は極大が1.4～1.0 m、極小が0.7～0.4 mの範囲となり、次いで日周潮振幅（ $A_{1/1}$ ）が年平均13.7日周期で、その絶対値は $A_{1/2}$ の $1/2 \sim 1/3$ である。従って、波形は殆んど日潮不等型となる。

更に、河口より上流のY、M、K地点の観測値と $\bar{N}$ のそれとの比較から、潮位伝播の位相差は殆んど認められないことが判明したが、各潮位の絶対値の比較は容易でない。そこで、 $\bar{N}$ と同様な各地点の調和解結果を求め、それぞれの主要分潮振幅について、 $\bar{N}$ に対する増減比を計算した。それらの結果

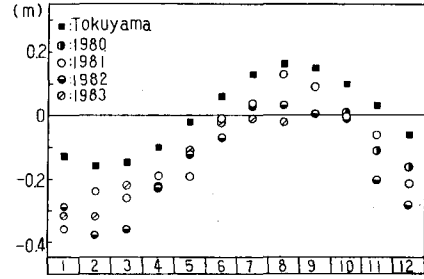


図3 平均水深(月別平均)の年変化
(徳山は潮汐表)

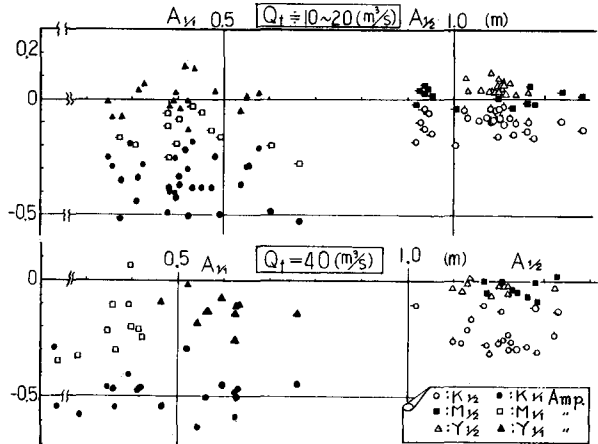


図4 大潮時の主分潮振幅の対比(横軸は $\bar{N}$ の $A_{1/1}$, $A_{1/2}$)

を図4, 5に示し, 要約を次に述べる。

- ① Yでは Q_f が小さい時, 若干増幅傾向をもつが, 全般的に $\bar{N}$ にはほぼ等しいと見做せる。
- ② Mでは $A_{1/1}$ が減衰傾向にあるが, 絶対値は小さく, $\bar{N}$ との有意差は認め難い。
- ③ Kでは大潮時に $A_{1/2}$ が10～30%, $A_{1/1}$ が30～50%程度減衰する。又, 小潮時に有意差は無い。

結局, T浅瀬より下流域の振幅減衰には場所的な有意差が認められず, 潮位特性はほぼ同一と見做せるようである。又, 厳密さは乏しいが, Kの結果はT浅瀬における射流発生の不連続現象とセキ上げ効果を相対的に評価する方法である。

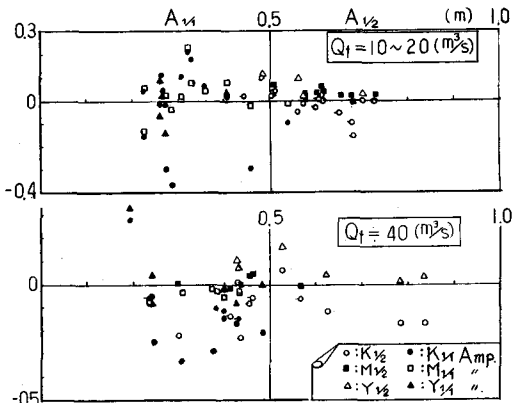


図5 小潮時の主分潮振幅の対比(横軸は $\bar{N}$ の $A_{1/1}, A_{1/2}$)

4 T浅瀬上の流れ

T浅瀬は巨石を含む玉石から成る堅固な瀬で, その測量結果から放物線形水路の鞍型セキと見做した。今, 一樣流の仮定の下, 完全, 不完全越流を $Q_j = mA_1 \sqrt{2gH_1}$ 及び $Q_s = m'A_2 \sqrt{2g(H_1 - H_2)}$ で表わす。但し, m, m' は係数, 1, 2は上, 下流の意味。そこで, 最小流積形状係数 ($a=6.68 \times 10^{-4}$) を試算で求めれば, 両越流係数の理論値は $m = 0.825, m'/m = 3.08$ となり, 実際はそれらの約1/2であった。従って, T浅瀬の射流発生条件式が求まる。

$$H_1 = 0.164 \sqrt{Q_f} \dots\dots\dots (2)$$

上式は図6の実線であり, Q_f が15～40 m^3/s の範囲では

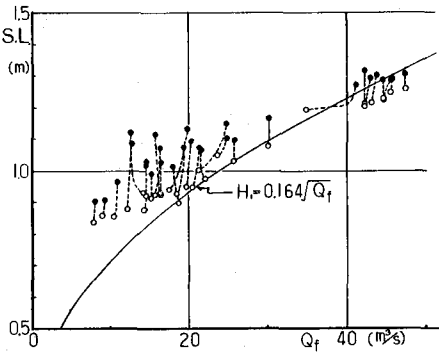


図6 T浅瀬上の射流発生範囲 ●:開始 ○:最終

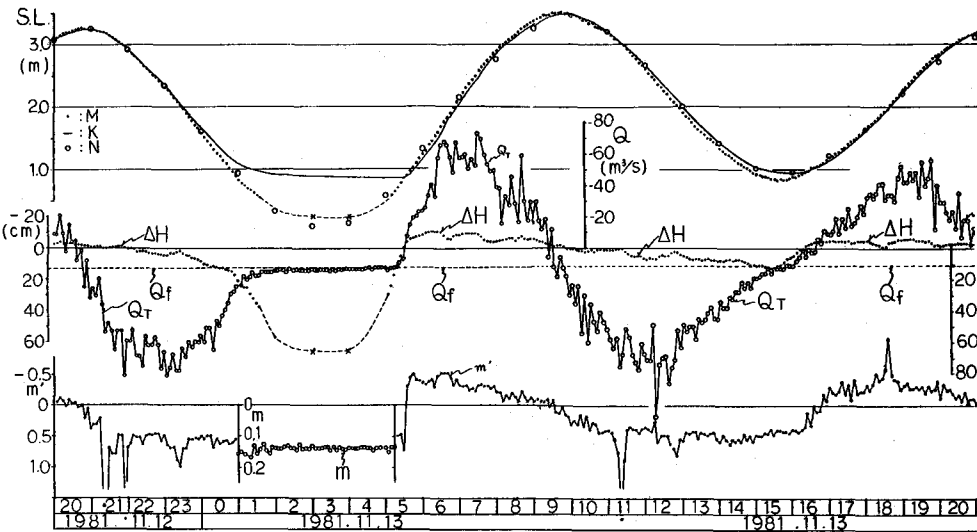


図7 T浅瀬を越える流れの流況例, 上段:潮位比較, 中段: $\Delta H=H_1-H_2, \circ:Q_T, \bullet:Q_f,$ 下段:越流係数 m, m' 負符号は逆流

良好な近似が得られる。次に、この越流モデルを用いたT浅瀬を越える流れの流況解析例を図7に示す。この計算には、Tの上、下流水位(KとM)の5分間隔実測値、 Q_f 及びKの水位変量をTの流動水量(Q_T)に換算した値等を用いた。図7はm、m'の経時変化が流況と整合する近似良好な場合であり、潮差が大きいか、 Q_f が $20\text{ m}^3/\text{s}$ 以上の条件で適合する。しかし、逆の場合や強風(表面波)を伴う時には、この一様流の仮定は成立しない。この条件は後述のK近傍への海水遡上の実測例とも符合する。

5 海水遡上

2種類の塩分観測値のうち、まず、〔DA-I〕に基づき河口における塩分の境界条件を検討する目的から経時的濃度分布の実態を調べる。又、同様な手法を上流地点に適用して場所的变化を見る。次に、〔DA-II〕を用いて、T浅瀬が海水遡上に及ぼす効果と、更に上流域への塩分侵入形態ないし混合型の遷移状況を検討する。

5-1 河口とYの塩分分布

〔DA-I〕の観測結果例を図8に示す。ここで、多くの測定値を集約して画一表示するために次の仮定を設ける。即ち、各ケースの周期や潮差の相違、並びに履歴効果を微小と見做して Q_f のみを卓越因子とする。

そこで、各図から1/6周期毎に所定の混合値の位高を読み取り、 Q_f に対して図9の如くプロットする。更に、これらの図上で、各混合率の最大位高に対する包絡線を描く。これら包絡線群は、基準周期における経時的な最高塩分濃度の分布値であり、これを河口塩分分布の「基準モデル」と定義する。

これらの結果から、河口境界条件に多用される「塩分分布一定」の仮定は、 Q_f が高々 $10\text{ m}^3/\text{s}$ 以下の場合に成立し、特に潮位上昇時の1/3周期内では Q_f が大きい程、2層流れの考慮を要することがわかる。

更に、これらに塩分収支による検討を加えれば、所要の Q_f に対する経時塩分分布の逆算が可能となり、図8と同様な等値線図が得られる。

勿論、その結果は上述の仮定に基づくが、この基準モデルは河口の塩分分布の実態を客観的に評価する方法として有効であり、塩分のみを観測した〔DA-I〕資料が効率よく活用されている。

次に、同様な手法を上流のY地点に適用した結果を図10に示す。これらから、 Q_f が $30\text{ m}^3/\text{s}$ 以下では河口の傾向に酷似して成層流れとなるが、それ以上となれば、低潮時には混合水がほとんど掃流されて、淡水一様流れとなる特徴が明らかになった。この結果

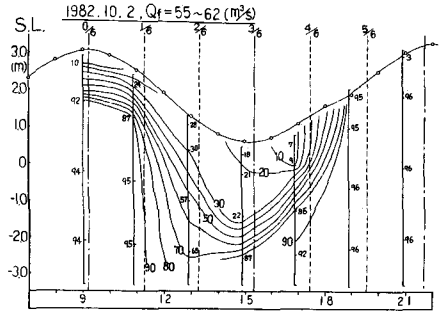


図8 長浜旧橋の塩分分布例
(数値は混合パーセント)

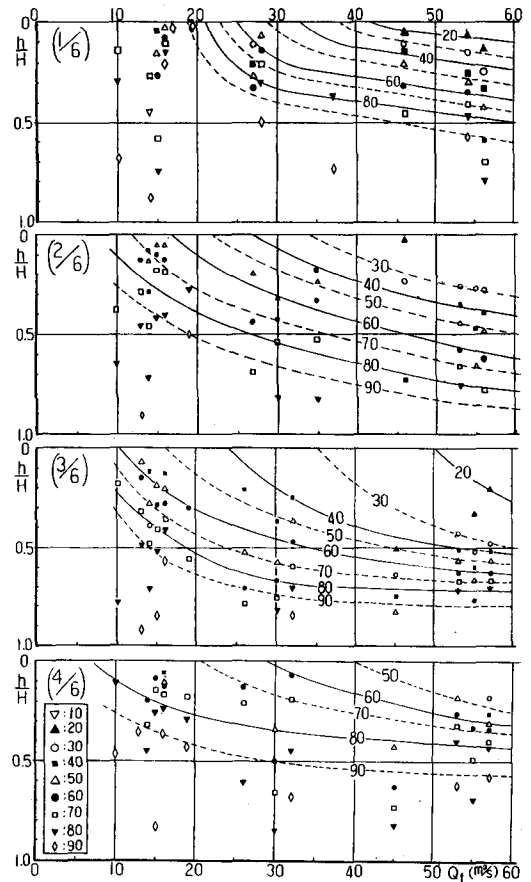


図9 河口塩分分布の基準モデル

は検証資料として役立つであろう。

5-2 T 浅瀬上, 下流の塩分分布

海水がT 浅瀬を遡上する Q_f の条件は前述のように概ね $20 \text{ m}^3/\text{s}$ 以下と云える。この事は、先の一様流モデルが適用できない範囲とも合致する。いま、この Q_f の相違に依ってT 浅瀬上, 下流の塩分分布が著しく異なる例を図11に示す。なお、電導度の1万及び5千の値 ($\mu\text{S}/\text{cm}$) は淡・海水混合の20及び10%に相当し、K-T及びT-M間の距離は約300及び200 mである。

左側の図は、小潮に近く、 Q_f が $15\sim 17 \text{ m}^3/\text{s}$ で海水遡上の可能な状況にある。従って、M、K双方の変化曲線は、上昇時初期を除けば、潮位の形状にほぼ平行である。つまり、強混合の上昇で始まり、平均水深以降は緩ないし弱混合の塩分分布となることからわかる。なお、詳細は次項で明らかにする。

右の図は、これとは対照的に、 Q_f が $10 \text{ m}^3/\text{s}$ 程度増加し、潮差も大きい場合であり、Mには前例より高濃度の混合水が遡上するにも拘らず、Kへは殆んど到達することなく掃流される例である。なお、この干潮時にはT 浅瀬上に射流が発生している。

結局、 Q_f が $20 \text{ m}^3/\text{s}$ 程度以上となれば、干潮時に海水がT 浅瀬を越えることは殆んど無く、又、浅瀬下流域の混合を助長する地形効果も加わって、潮位上昇時の海水遡上は全体的に抑制されると考えられる。しかし、 Q_f が小さい場合には、T 浅瀬を越えて上流の見掛死水域に貯留された混合水は、逆の効果を受けて掃流が遅延するものも明らかである。

5-3 T 浅瀬上流域の塩分分布

Kより約1 km上流の S_i 地点とKとの塩分及び流速分布の経時変化の観測例を図12に示す。

又、Kの一部について局所的なRichardson数(10 cm毎, 20 cm間隔)を求め、1.0以下の不安定状態となるものを黒点で表わし図13に示した。なお、これらの鉛直断面毎の平均Richardson数はいずれも1.0以上であった。

これらの図から指摘できる諸特

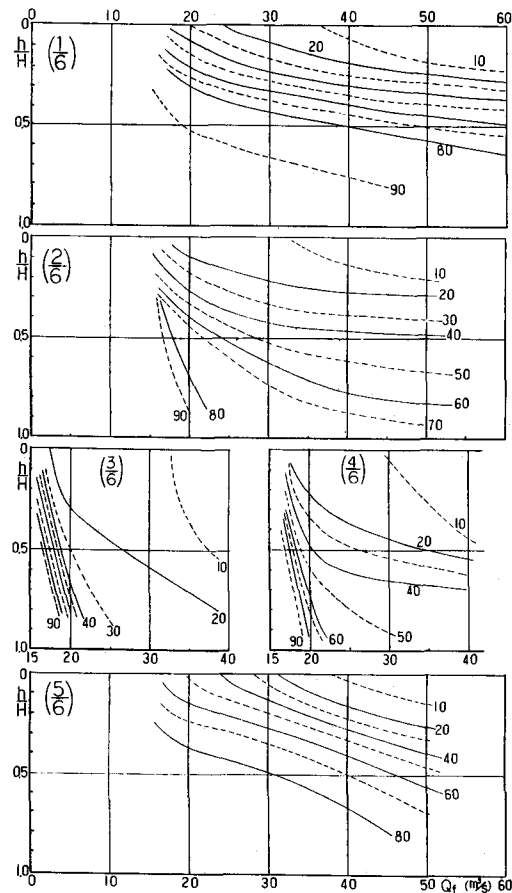


図10 Y塩分分布の基準モデル

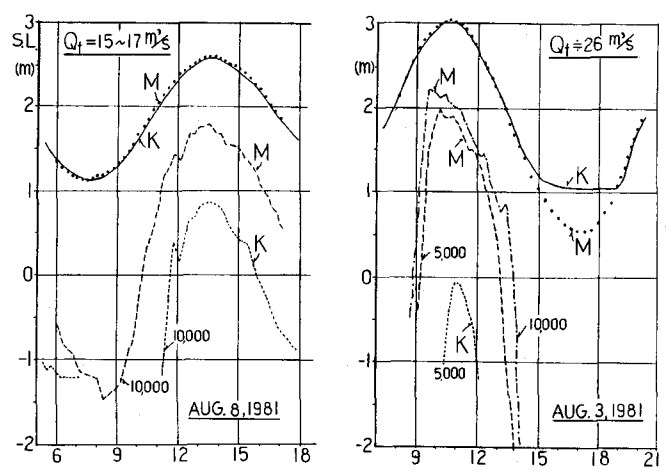


図11 潮位変化と特定塩分濃度の位高変化図 (単位: $\mu\text{S}/\text{cm}$)

徴を次にまとめる。

① 潮位上昇前半：潮差が大きい程、強混合の水塊が遡上する。

② 上昇後半：緩ないし弱混合で成層化し、逆流々速が下層程大きい。

③ 満潮前後：表層の振動流れが発生し、2層流れが始まる。

④ 下降前半：連行順流層の厚さが漸増し、底面に高濃度水が現われる。

⑤ 下降後半：上、下2つの不安定層が存続し、掃流流下が著しい。

⑥ 干潮時：ほぼ淡水の一樣流下となる。

以上の他に、遡上水塊の塩分濃度は Q_f に最も強く支配され、次いで、潮汐波の履歴効果に依存するようである。又、潮位下降時の連行順流層が可成りの厚さで存続し、しかも、表面近くの淡水層による連行と、更にその下位の間層層による連行とが共存する特徴が明らかとなった。

5-4 遡上塩分の最大値

遡上塩分の縦断分布を定性的に調べるために、M、K、 S_i 3地点で観測した塩分の一潮汐波中における最大値を対比し、実証的な把握を試みる。

まず、観測諸量をまとめて表1に示す。それらのうち、 Q_f と混合率とを対比すれば図14となる。なお、T浅瀬の標高を考慮してMの値はS.L. 0.40mの位高の値である。

図中の実線は、Kの最大値包絡線とT浅瀬による遡上抑制効果を反映した上限濃度を与えるようである。又、点線は S_i の最大値を表わし、 Q_f が $15\text{ m}^3/\text{s}$ 以上では実線とは隔っているが、以下では急激に接近する。即ち、前者ではKと S_i 区間の河道留留による遡上遅延効果が現われ

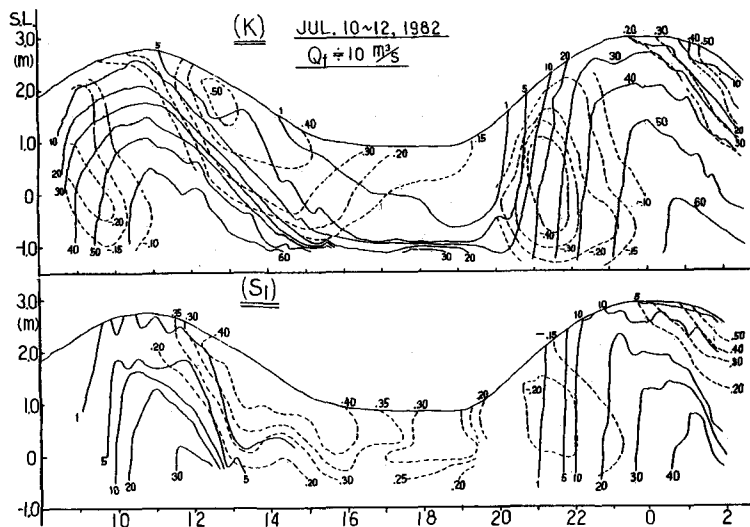


図12 K及び S_i の同時観測結果例(実線：混合%，破線：流速(m/s))

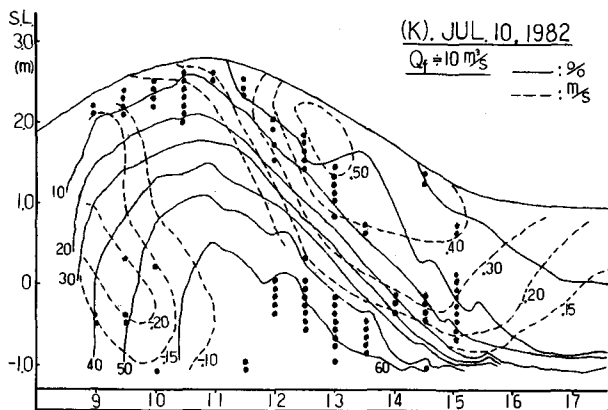


図13 Kの局所Richardson数1.0以下の分布(黒点)

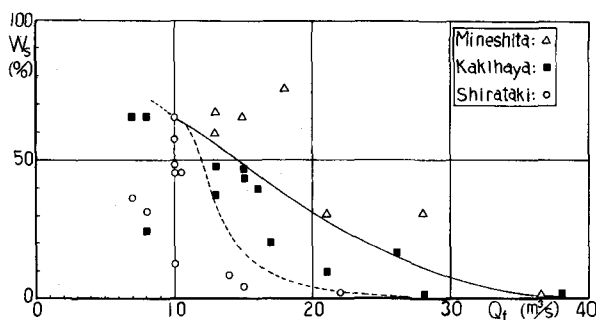


図14 遡上塩分の最大値と Q_f との対比

るが、後者では Q_f が小さいため、両地点の水塊に濃度差が殆んど無くなることを意味している。

この他、経験的に次項が指摘できる。

① 前の図12にも明らかな如く、塩分最大値の発現時刻は満潮より可成り遅れ、逆流層の予想外に長い存続が認められる。

② Q_f が $10m^3/s$ 以下では、淡水のflushing rateは極端に劣化する。この傾向は前述の図2からも裏付けられるように、感潮全域の塩分濃度が上昇し、海水の最高到達機会に近づくことになる。なお、厳密にはシミュレーションによって検証する必要がある。

6 結 論

前述の各項で得られた主要な結果をまとめて結論とする。なお、資料集約のために各項で用いた仮定条件は全体として統一されておらず、各結論の妥当性はそれぞれの前提に見合う範囲に於てのみ有効である。

① 2より、肱川の感潮挙動は、 Q_f が $20m^3/s$ 以下で強混合、 $30\sim60m^3/s$ で緩混合の塩分侵入が支配的であって、感潮上流域では、浅瀬の影響が加わり緩から弱混合となる。

② 3より、河口から5.5km(N-T区間)の潮汐波形は、位相差が殆んど無く、かつ、主分潮の振幅減衰も極微であって、区間内における波形変化の有意性が認められない。従って、N-T区間では、ほぼ同一潮汐波と見做すことができる。しかし、T浅瀬より上流域(T-H_a区間)では、大潮時と Q_f が大きい場合ほど変形が著しい。

③ 4より、T浅瀬を越える流れに一樣流の解析が適用できる範囲は、 Q_f が $20\sim40m^3/s$ であり、これに潮差が大きいという条件が加われば、海水遡上と無関係に流況が調べられる。逆に云えばこの結果は Q_f が $20m^3/s$ 以下ならば、海水がT浅瀬を遡上するという観測結果と符合する。なお、浅瀬上の射流発生条件式の近似は良好である。

④ 5-1より、河口境界条件として、塩分分布一定の仮定は、肱川に於ては Q_f が高々 $10m^3/s$ 以下の場合に成立すると考えられ、 Q_f が増大するに従って、潮位上昇開始後の1/3周期内では2層流れの考慮を要することが明らかとなった。又、基準モデルと月別平均水深とを用いて、任意の Q_f に対する経時塩分分布を逆算することも可能である。

⑤ 5-2より、T浅瀬を越える塩分侵入は Q_f が $20m^3/s$ 以下ならば確実であり、定性的な浅瀬地形の効果は、 Q_f が $20m^3/s$ 以上ならば塩分侵入を抑制するが、それ以下では逆の結果を生むようである。この他、潮位下降時には浅瀬下流近くの混合現象を助長する。

⑥ 5-3より、T-H_a区間では、潮位上昇前半に強混合の逆流、後半に緩混合となり、下降開始後も1～3時間は下層の逆流が存続する。又、その下降時には淡水塊の流下層と連行順流層とが漸次増大するという逆流2成層の形態が明らかとなった。

表1 上流部に於ける遡上塩分の最大値等

No	Year. M. D	St.	Q_f m ³ /s	Max. Salt us/cm	Cont. °C	Time hr:mi	Max. Tide (m)	Max. Tide hr:mi	
1	1980.11.24	Si	22	720	14.5	1.3	10:00	3.42	10:15
2	1982. 6.29	Si	10	6900	22.1	12.	16:55	2.51	15:53
3	1982. 6.30	Si	11	21800	21.5	45.	5:55	2.69	3:55
4	1982. 7. 2	Si	11	30200	21.6	64.	7:45	2.61	5:57
5	1982. 7. 2	Si	10	24100	23.1	48.	21:25	2.86	19:00
6	1982. 7. 4	Si	10	27500	22.8	57.	8:30	2.68	7:22
7	1982. 7. 6	Si	10	22200	22.7	45.	9:50	2.74	8:22
8	1982. 7.10	Si	8	16100	24.5	31.	11:50	2.74	10:50
9	1982. 7.11	Si	7	19000	24.5	36.	1:20	3.03	23:50
10	1982.11.28	Si	14	3750	13.5	8.	19:10	2.69	18:00
11	1982.12. 7	Si	15	2350	11.	4.	15:00	2.72	14:15
12	1981. 7.11	K	53	155	24.	0.1	15:55	2.43	17:35
13	1981. 8. 3	K	26	9200	26.	16.	11:10	3.01	10:35
14	1981. 8. 7	K	16	21600	24.	39.	14:55	2.60	13:45
15	1981. 9. 2	K	13	25200	24.	47.	11:50	3.15	10:50
16	1981. 9.13	K	15	22900	21.	46.	8:40	3.00	8:15
17	1982. 7.10	K	8	31500	23.1	65.	12:20	2.74	10:55
18	1982. 7.11	K	7	31500	23.5	65.	1:15	3.03	23:50
19	1982.11.11	K	38	210	17.9	0.3	14:25	2.92	18:00
20	1982.11.14	K	28	280	16.7	0.4	18:50	2.86	19:20
21	1982.11.23	K	21	4720	15.7	9.	15:20	2.53	14:05
22	1982.11.28	K	17	9200	13.8	20.	7:55	2.47	6:40
23	1982.11.28	K	13	16400	15.2	37.	19:25	2.69	18:50
24	1982.12. 7	K	15	18100	13.	43.	15:35	2.72	14:15
25	1982.12.19	K	8	9700	9.4	24.	12:25	2.81	11:25
26	1981. 9. 2	T	13	32400	25.2	59.	10:45	2.80	10:45
27	1981. 9.13	T	15	31100	22.9	65.	8:50	2.70	8:15
28	1982.11. 8	M	18	32500	17.2	75.	15:15	2.78	14:40
29	1982.11.11	M	37	490	17.5	0.7	17:44	2.94	18:00
30	1982.11.14	M	28	14200	17.4	30.	20:45	2.88	19:50
31	1982.11.23	M	21	13900	16.	30.	15:55	2.53	14:00
32	1982.11.28	M	17	22500	15.	53.	8:00	2.48	6:50
33	1982.11.28	M	13	29000	16.4	67.	19:30	2.71	18:50

この他、連行に伴う不安定層は、表層近くの淡塩水界面と、順流層と下層の界面との二段に現われるという流れ構造が明らかとなった。

⑦ 5-4より、Tを含むM-K-S_iの縦断方向の遡上塩分分布の相対的な関連がQ_fに基づいて図14の如く定性的に明らかになった。即ち、S_iの遡上塩分の最大値は、Q_fが15m³/s以下で急激に増大する。これは図2から判断できる淡水のflushing効果の劣化が主因であり、感潮全域の塩分濃度が高くなるためと考えられる。ただし、これらはシミュレーションに依る検証を要する。

以上のように、本研究は観測結果と若干の計量解析に基づいて、浅瀬を越える河川密度の実態を究明し、興味ある知見が得られた。しかし、各項の結果を系統的に評価する段階には達しておらず、今後は、観測手法そのものの改善と資料の収集、及び一貫した現象解析に関する考察等を施す必要があり、次の課題とした。

最後に、本研究の現地観測に当たり、幾多の労苦を厭わず協力して下さった本研究室の卒業生諸氏と資料整理を援助された在校生の方々に心より謝意を表します。

また、本研究は文部省科学研究費一般(C)(57560235)の成果の一部であり、計算には愛媛大学情報処理センターM-180及び京大大型計算機を使用したことを付記する。

参 考 文 献

- 1) 例えば、須賀堯三：河川における塩水くさびと内部渦の特性，土木学会第23回水理講演会論文集，P.369～374，1979.2
- 2) 例えば、上原，岩崎：小河川感潮部区域における侵入塩分の挙動に関する研究，土木学会，第27回水理講演会論文集，P.505～510，1982.2
- 3) 例えば、岩佐，井上，田中：河口感潮域の流れと拡散のシミュレーション，京大防災研究所年報，No.25，B-2，P.585～596，1982.4
- 4) 例えば、玉井信行：連行を考慮した漸変成層流の基礎方程式について，土木学会論文報告集，No.324，P.95～102，1982.8
- 5) Simmons, H. B. and F. R. Brown: Salinity Effects on Estuarine Hydraulics and Sedimentation., Proc. 13th Congress of IAHR, Vol.3, P. 811～825, 1969.
- 6) 水理公式集，土木学会，P. 559，1971.

引 用 文 献

大橋行三：肱川の河道潮位と海水遡上特性に関する研究，(1)～(6)，農業土木学会，1981～83年講及び中四支講，1981～1988