

洛東江 河口의 鹽水運動

張善德* · 柳青魯* · 李文沃* · 李在詰**

釜山水產大學* · 海軍士官學校**

SALINE WATER MOVEMENT IN THE ESTUARY OF THE NAKDONG RIVER

Sun-duck Chang, Cheong-ro Ryu,* Mun-ok Lee* and Jae Chul Lee***

National Fisheries Univ. of Busan, * R.O.K. Naval Academy**

ABSTRACT

Saline water movements in relation to tidal condition and river discharge in the estuary of the Nakdong River are discussed on the basis of the observation data. The difference of salinity between the surface and the bottom layers was 1~3‰ at spring tide forming a vertically homogeneous estuary, while at neap tide, it ranges up to 7~15‰ indicating a sharp salt wedge. The maximum salinity appeared approximately at an hour after the high water, that is, three hours after the landward velocity maximum, while the salinity maximum at around an hour after the low water, that is, three hours after the seaward velocity maximum. The density current speed at a section located 10km landward from the river mouth was observed approximately to be 45cm sec⁻¹ at 8m layer.

The relations between the salinity at Gupo and the river discharge at Jindong are estimated by means of the least square method. The maximum length of the salt wedge is calculated approximately to be 22km at neap tide and 16km at spring tide, which is in accordance with the observed data. The salinity influence area is deduced to be 45km at spring tide and 35km at neap tide.

The diffusion coefficient of salinity was estimated approximately to be $1.5 \times 10^6 \text{ cm}^2 \cdot \text{sec}^{-1}$ at Samrak and $8 \times 10^5 \text{ cm}^2 \cdot \text{sec}^{-1}$ at Gupo at neap tide, while it was $1.4 \times 10^7 \text{ cm}^2 \cdot \text{sec}^{-1}$ at Dongwon at spring tide.

序　　言

우리 나라 南東部의 廣範한 流域을 따라 흐르는 洛東江은 國內에서 가장 긴 河川의 하나로서 嶺南地域을 굽이쳐 흐르다가 釜山 앞바다를 通하여 大韓海峽에 流入한다. 이 江의 河口는 流域住民의 生活 및 產業用水源으로서 重要할 뿐만 아니라 最近에는 產業立地 및 河口壩建設計劃과 關連된 自然環境 保全問題로서 論議의 對象이 되고 있다.

洛東江은 河口로부터 約 40km 上流까지 上向

流를 보이며, 約 60km 上流까지 潮汐의 영향을 받는 感潮河川으로서 (柳·張, 1979), 河口域에는 海水, 河川의 淡水 및 兩者의 混合水가 潮汐의 干満 등 여러 가지 要因에 따라 流出되기도 하고 流入되기도 한다.

河口域에서는 一般的으로 鹽分變動의 振幅이 큼 뿐만 아니라 鹽分分布와 그 變動은 여러 가지 要因이 복잡하게 관련되기 때문에, 解析的인 方法에 의한 鹽分의 分布, 變動豫想은 쉬운 일이 아니다. 따라서 河口域의 現場觀測을 通한 現象의 理解와 그 變動機構에 관한 實驗的研究가 不可缺한 것이라 보아진다. 이런 類型의 研究는

Abbot (1959), Hansen and Rattray (1972), Bjorn and Greer (1978), Pierson and Winter (1977) 等에 의하여 실시된 바 있다. 그리고 Watanabe (1967, 1969)는 木曾三川의 現場觀測資料를 사용한 實驗的方法에 의하여 河口의 鹽分을 豊想하는 試圖를 한 바 있다.

洛東江河口의 潮汐와 관련된 河口水 流動에 관하여는 이미 報告하였으므로 本論에서는 同 河口에서 觀測한 流向流速 및 鹽分 資料를 사용하여 潮汐波의 傳達, 河口密度流의 消長 및 河川流量變動에 따른 鹽水의 運動과 그 分布상태에 관하여 報告한다.

資料 및 方法

潮汐 및 流量에 따른 鹽分變動을 고려하여 사리때에 4회(1978年 4月 8~9日, 5月 22~23日, 9月 2~3日, 1981年 5月 5日), 조금때에 4회(1978年 4月 15~16日, 5月 14~15日, 9月 10~

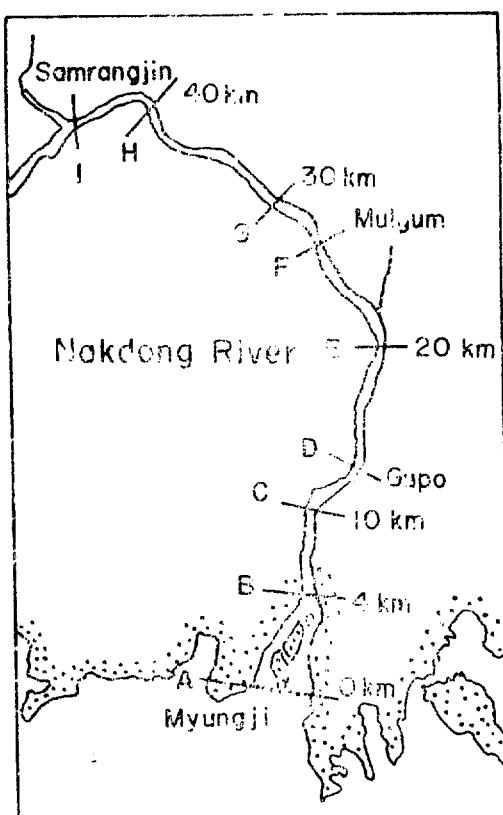


Fig. 1. Observational stations in the estuary of Nakdong River.

11日, 1981年 4月 12日) 도합 8回에 걸쳐 河口域 16個 觀測點에서 (Fig. 1) 表層, 中層 및 底層의 試水를 高潮와 低潮時에 採水하였다. 現場密度流의 세기를 알기 위하여 16個 觀測點에서 流速을 測定하였으며, 水深이 가장 깊고 密度流가 가장 強하게 나타나는 場所(斷面 C)에서 層別로 13時間 連續觀測을 실시하였다. 試水는 질 산銀滴定法으로 鹽分分析을 하였다. 또 潮汐과 河川流量을 알기 위하여 4個의 潮汐觀測點(斷面 A,D,F,I)과 1個의 流量觀測點(진동)을 선정하여 同時觀測을 실시하였다.

河口密度流의 流速 V_d 는

$$V_d = \sqrt{(\Delta\rho/\rho_m)gH} \quad (1)$$

단, $\Delta\rho$: 海水와 淡水의 密度差

ρ_m : 海水와 淡水의 平均密度

g : 重力加速度

H : 河口 水深

이고, 鹽水쐐기의 길이 L_o 는 Keulegan (1966)에 의하면

$$\frac{L_o}{H} = A_o \left(\frac{V_d H}{\nu} \right)^m \left(\frac{2V_r}{V_d} \right)^{-5/2} \quad (2)$$

단, A_o, m : 常數

ν : 물의 動粘性係數

V_r : 淡水 流速

로 나타낼 수 있다. 式(2)에서 河幅 B 가 水深에 比해 큰 경우에는 $H/B \approx 0$ 이고, 또 $m \approx 0.5$ 이면

$$\frac{L_o}{H} = 0.23 \left(\frac{V_d H}{\nu} \right)^{0.5} \left(\frac{2V_r}{V_d} \right)^{-5/2} \quad (3)$$

가 된다.

結果 및 考察

1. 河口域의 鹽直鹽分分布 및 密度流

河口域의 鹽分分布 및 密度流는 潮令에 따른 鹽分과 流速의 鹽直分布로부터 알 수 있다(Fig. 2, 3). 河口域의 流速變化는 表層에서는 低潮 3時間 후부터 高潮까지 ($t_{L+3} \sim t_H$) 上向流를 보이며, 底層에서는 $t_L \sim t_{H+3.5}$ 까지 上向流를 보이므로, 底層에 强한 密度流가 存在함을 알 수 있다. 이 密度流의 流速을 觀測 및 計算에 의해 구했다. 이 底層의 密度流에 의한 逆流現象은 鳴旨(斷面 A)에서 低潮때 30cm/sec, $t_{L+1.5}$ 일

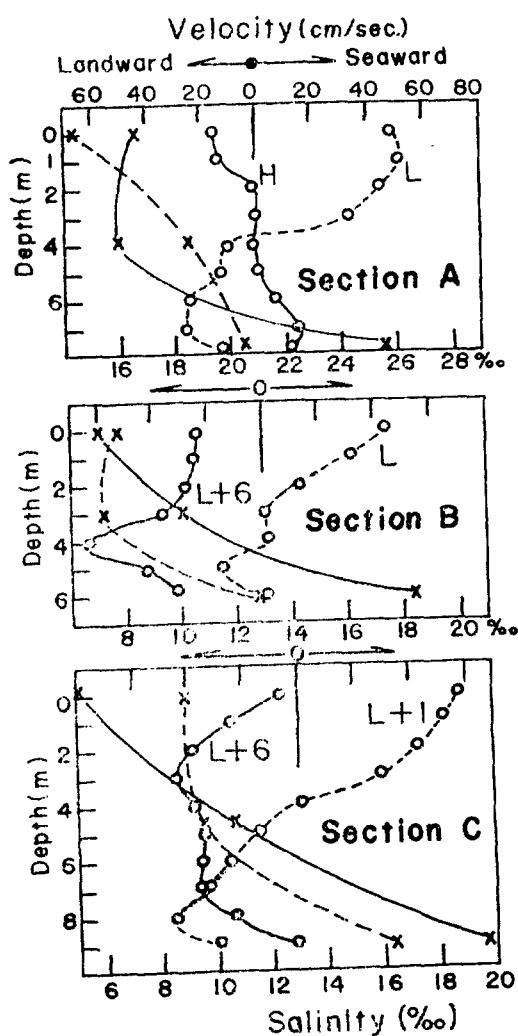


Fig. 2. Vertical distribution of flow velocity and salinity during the spring tide on April 9, 1978. Open circle denotes current speed while cross mark the salinity. The H means high water, H+3 the three hours after high water, whereas L means low water.

때 26cm/sec., $t_{H+3.5}$ 일때 0cm/sec로 潮汐週期에 따라 變動을 보이고 있으며, 斷面 B에서는 $t_{L+1.5}$ 일때 16cm/sec, 斷面 C에서는 45cm/sec로 나타났다. 表層流와 底層流는 $t_L \sim t_{L+3}$ 사이에 이러한 密度流에 의해 서로 逆流現象을 보이기 시작하며, $t_{L+1.5}$ 일때 河口域에서 가장 水深이 깊은 斷面 C에서 密度流가 가장 強하게 나타난 것은 水深이 깊은 점이 크게 작용한 때문이다. 특히 斷面 C에서 $t_{L+1.5}$ 일때 45cm/sec, $t_{H+2.5}$ 일때 33

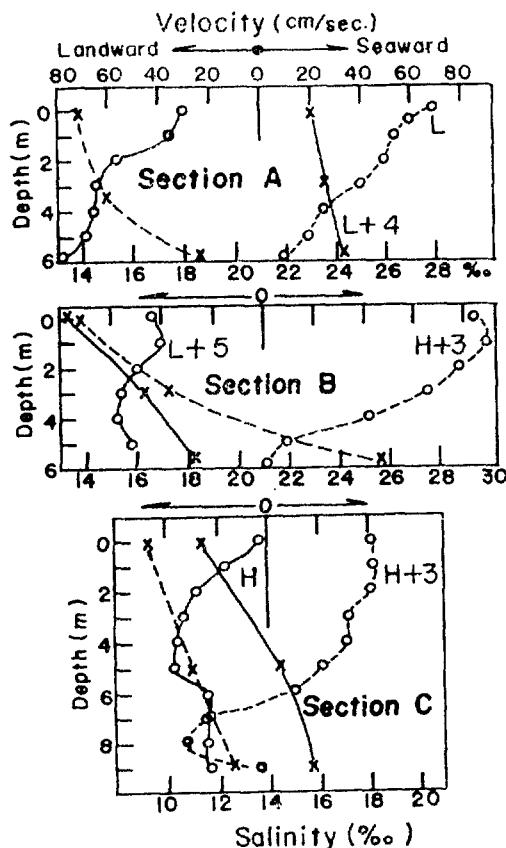


Fig. 3. Vertical distribution of flow velocity and salinity during the neap tide on April 16, 1978. Open circle denotes current speed while cross mark the salinity.

cm/sec의 上向流를 보이는 바, 적어도 1潮汐週期에 10時間以上 密度流에 의한 逆流現象을 나타냈다. 最大 下向流 때 2時間 정도는 거의 停流하거나 계속 약한 逆流를 보이는 것 같았다.

이처럼 河口斷面 A로부터 11km 以上的 感潮域에는 밀물 때 密度流에 의해 底層流速이 빨라지고, 表層과 底層의 흐름 方向이 反對로 됨을 알 수 있다. Figs. 2와 3에서 河口로부터 거리가 멀어짐에 따라 密度流의 세기가 점점 弱해짐을 알 수 있다. 이 密度流의 強度는 鹽水체기의 길이와 形狀을支配하는 重要한 要因인 바 다음에서 이를 검토하기로 한다.

2. 潮汐週期에 따른 鹽分變化

潮汐週期에 따른 密度流의 消長은 河口域 鹽

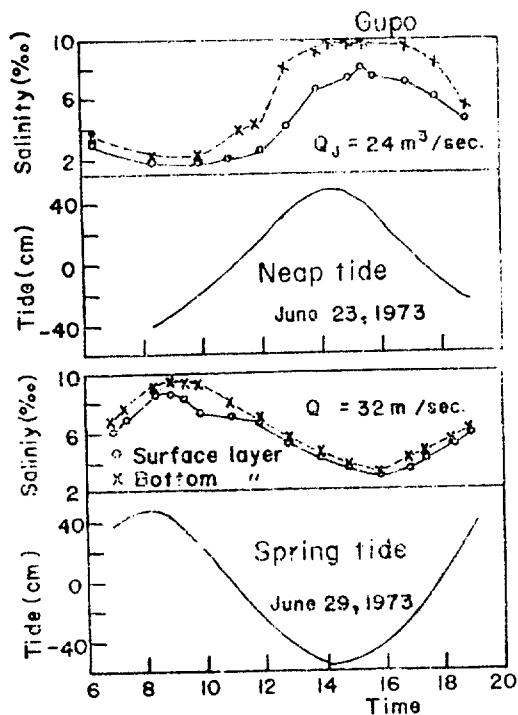


Fig. 4. Change of salinity with respect to the tidal period at Gupo during the spring and neap tide. Open circle denotes salinity at surface, while cross that at bottom.

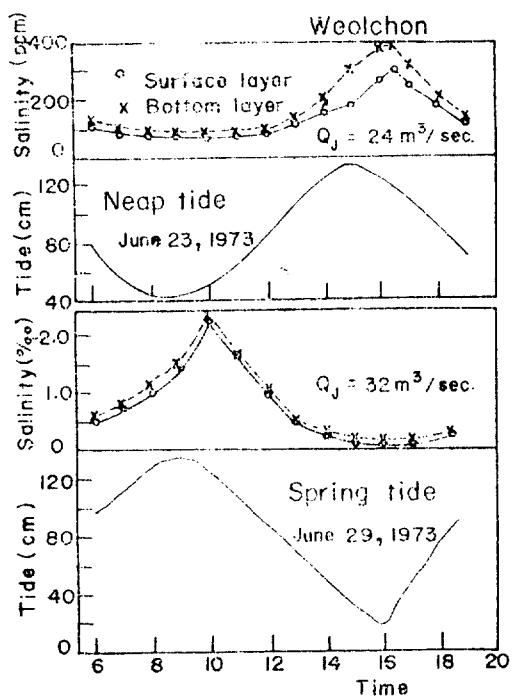


Fig. 5. Change of salinity with respect to the tidal period at Weolchon during the spring and neap tides. Open circle denotes salinity at surface, while cross that at bottom.

Table 1. Variation of the salinity at surface, intermediate and bottom layer with respect to the tidal age and tidal period at section C 10km northward from the river mouth.

Station	Layer	Spring tide				Neap tide			
		High		Low		High		Low	
		Sal. (‰)	$S_b - S_s$	Sal. (‰)	$S_b - S_s$	Sal. (‰)	$S_b - S_s$	Sal. (‰)	$S_b - S_s$
A	surface	29.6		13.2		16.7		14.3	
	Interm.	32.5	4.6	13.5	1.2	20.5	8.8	18.6	6.2
	Bottom	34.2		14.4		25.5		20.5	
B	surface	23.3				7.4		7.4	
	Interm.	24.5	2.6			10.6	10.9	7.8	5.6
	Bottom	25.9				18.3		13.0	
C	Surface	18.0		9.4		5.4		9.0	
	Interm.	19.8	1.9	11.2	2.1	10.6	14.8	9.5	7.3
	Bottom	19.9		11.5		20.2		16.3	
D	Surface	11.5		0.6		3.1		2.3	
	Interm.	12.1	1.5	0.7	0.6	5.3	5.3	2.7	0.8
	Bottom	13.0		1.2		8.4		3.1	

分分布變化의 根本的인 原因이 되며 流速과 鹽分과의 相關關係는 密接하게 나타났다(Fig. 2, 3). 河口域의 鹽分變化形態는 潮令에 따라 사리떼의 高潮에 가장 높은 값을 보이며, 조금때의 低潮에 가장 낮은 값을 보인다. 또한 鹽分最大값은 潮汐週期에 따라 全體 鹽分感潮區域에서 高潮 1時間後(t_{H+1}), 혹은 最大上向流 3時間($t_{V_{\max}+3}$)後에 나타나지만, 密度流가 弱한 河口로부터 11km以上의 感潮區域에서는 河川流量과 깊은 관리를 갖는 鹽分 값을 유지하다가 高潮 1時間後(t_{H+1})를 전후해서 잠시 피크를 이루는 形態로 나타난다(Fig. 4 및 5).

또한 密度流가 가장 強한 斷面 C에서 表層과 底層의 鹽分差($S_b - S_s$)는 사리떼의 高潮時에 1.9‰, 低潮時에 2.2‰로 나타났으며, 조금때의 高潮時에 14.8‰, 低潮時에 7.3‰로서 潮令에 따른 層別 鹽分分布의 差는 대단히 크다(Table 1). 이곳의 깊은 水深은 高潮時에 침입한 鹽水를 가둬두는 現象을 보여, 低潮時에 底層의 鹽分이 河口下流域보다도 훨씬 높은 값을 보인다. 表層과 底層의 鹽分差는 다른 斷面에서도 같은 경향을 보이며, 月村, 勿禁의 경우 潮汐週期에 따른 層別 鹽分의 變化는 低潮時 前後에는 河川流에 지배되어 거의 變化하지 않는 낮은 鹽分값을 보이나, 高潮時 前後에는 下流에서와 같은 경향으로 變化한다.

여기서, 사리떼는 潮流가 淡水流出보다 우세하고 潮汐混合이 왕성하여 鹽分은 크게 나타나지만 表層과 底層의 鹽分差는 비교적 작아서 연직적으로 均質한 鹽分分布를 보인다. 반대로 조금때에는 淡水流出이 潮流보다 우세하여 鹽分은 사리떼에 비해 낮으나 表層과 底層의 鹽分差는 크게 나타나므로 예리한 鹽水峽기를 形成함을 알 수 있다(Fig. 6).

以上의 資料를 綜合하여 潮令別로 河口域의 距離에 따른 鹽分變化를 斷面 A의 鹽分에 대한 比率로 나타내면 Fig. 7과 같으며, 이로부터 潮令에 따른 河口域 鹽水峽기의 形態 變化를 알 수 있다. 관측한 流速資料로부터 두렷한 鹽水峽기의 길이는 式(2)와 (3)에 의해 사리떼 22km, 조금때 16km로 추정되었다. 이러한 鹽水峽기는 河川流量에 따라 크게 變化를 보인다. 洛東江 河口의 鹽水峽기는 河床의 심한 굴곡과 불균형으로 上流에서는 흘어져 淡水와混合되어, 峽기의 길이에 비해 염분의 영향을 받는 區域은 갈수기($Q_f < 50m^3/sec$)의 사리떼 45km, 조금때 35km 정도로 추정할 수 있어서 비교적 멀리까지 염수의 영향을 받는 것을 알 수 있다.

3. 河川流量에 따른 鹽分分布의 變化

河川流量의 變化에 따른 鹽分分布는 진동에서의 流量(Q_f)을 基準으로 하여, 龜浦(斷面 D)에

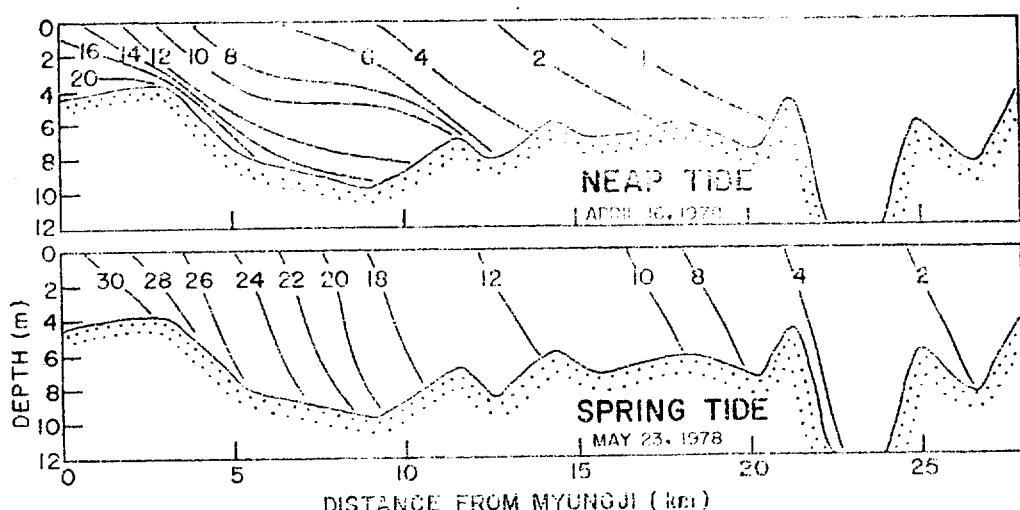


Fig. 6. Salinity distribution along the estuary of Nakdong River at the spring and the neap tide on April 16 and May 23, 1978.

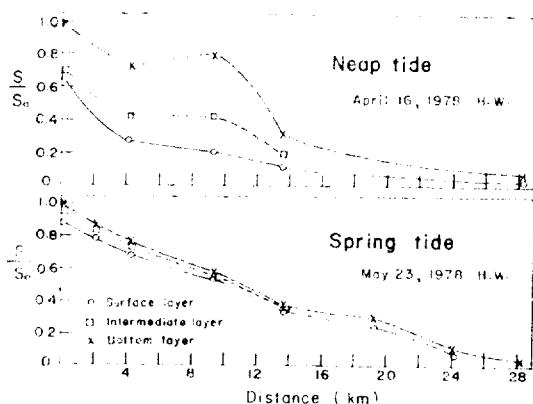


Fig. 7. Salinity rate versus distance from the mouth of estuary (Myungji) during the spring and the neap tide. S_0 denotes the salinity at the mouth of the river.

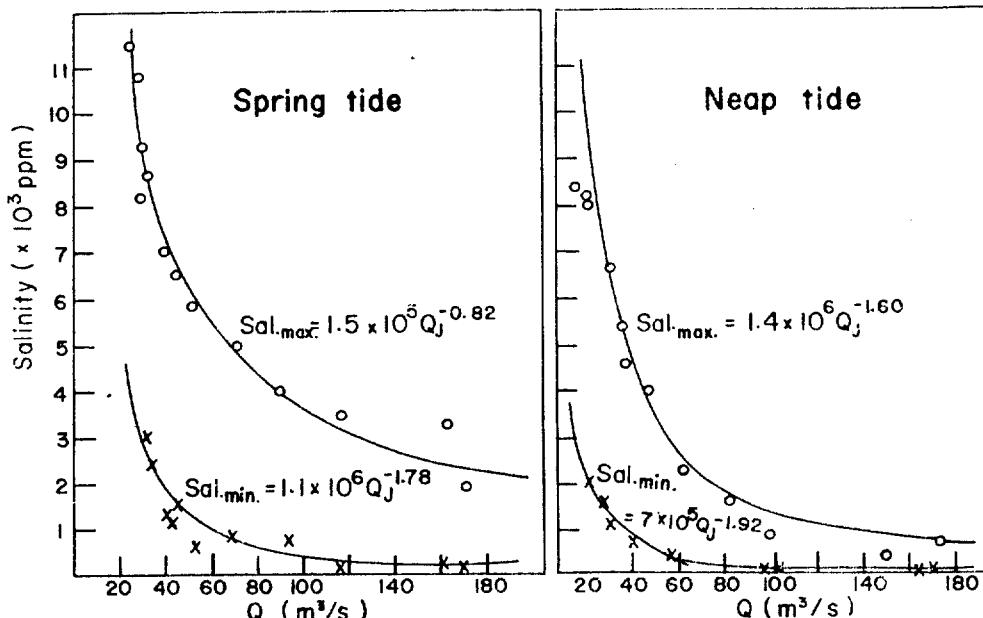


Fig. 8. Relationships between the discharge at Jindong (Q_J) and the surface salinity at Gupo during the spring and the neap tide.

鹽分 및 鹽水塊의 變動을 대략 推定할 수 있으리라 생각된다.

4. 水平擴散

鹽分 S 에 관한 一次元擴散方程式

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \bar{U} \frac{\partial S}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial x} \left(K_x \frac{\partial S}{\partial x} \right) \quad (6)$$

에서 河口의 鹽分分布를 定常狀態라 하면.

$$\bar{U} \frac{\partial S}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial x} \left(K_x \frac{\partial S}{\partial x} \right) \quad (7)$$

서의 表層 鹽分 變動을 最小自乘法으로 구했다 (Fig. 8). 鹽分과 流量의 相關關係는

사리때

$$\text{高潮時: } S_{\max} (\text{ppm}) = 1.5 \times 10^5 Q_J^{-0.82} \quad (4)$$

$$\text{低潮時: } S_{\min} (\text{ppm}) = 1.1 \times 10^6 Q_J^{-1.78} \quad (4)$$

조금때

$$\text{高潮時: } S_{\max} (\text{ppm}) = 1.4 \times 10^6 Q_J^{-1.60} \quad (5)$$

$$\text{低潮時: } S_{\min} (\text{ppm}) = 7 \times 10^5 Q_J^{-1.92} \quad (5)$$

로 나타났고, 그 상관계수는 각각 0.94, 0.89, 및 0.74, 0.88로서 높은 상관정도를 나타냈다.

이 結果로 보아 洛東江 河口域에서의 鹽水運動은 潮汐波의 傳播 및 河川流量과 密接한 相關關係가 있으며, 海況과 氣象要因이 定常狀態라면 流量 및 潮時과 潮時를 알면 河口域에서의

$$\therefore K_x = \bar{U} S / \frac{\partial S}{\partial x} \quad (8)$$

여기서 K_x 는 x 軸方向의 擴散係數이고 \bar{U} 는 平均流速을 나타낸다. x 는 鹽水塊(길이 16km)先端으로 부터 各 觀測點間의 距離이다. A 를 河口의 流水斷面積, q 를 流出量이라 하면

$$R = A \bar{U} \text{ 이므로}$$

$$K_x = q S / A \frac{\partial S}{\partial x} \quad (9)$$

조금때인 1981年 4月 12日 09:00~13:40 사

이에 관측한 資料를 式(9)에 적용하여 計算한 水平擴散係數는 麥도(河口로부터 8km)에서 $K_x = 4 \times 10^5 \text{ cm}^2/\text{sec}$, 삼락동(11.5km)에서 $1.5 \times 10^6 \text{ cm}^2/\text{sec}$, 그리고 龜浦(15km)에서 $8 \times 10^5 \text{ cm}^2/\text{sec}$ 였다.

한편 사리때인 1981年 5月 5日에 河口로부터 약 21km 北方에 위치한 동원나루 앞에서 觀測한 13時間連續測流資料를 式(10)에 적용하여 水平擴散係數를 求하였다.

$$K_x = \bar{U}^2 \int R(\tau) d\tau \quad (10)$$

여기서 R 은 Lagrange 相關係數이며 $d\tau$ 는 觀測時間間隙이다.

計算한 結果 사리때 동원나루에서의 水平擴散係數는 약 $1.4 \times 10^7 \text{ cm}^2/\text{sec}$ 로서 조금때에 比해 훨씬 크게 나타났다.

要 約

1978年 4月～1981年 5月 사이에 8회에 걸쳐 洛東江 河口域 16個 觀測點에서 觀測한 자료를 사용하여 潮汐波의 傳達, 河口密度流의 消長 및 河川流量 變動에 따른 鹽水의 運動과 그 分布 狀態에 관하여 검토하였다.

河口域의 表層과 底層間 鹽分差는 사리때에는 1~3‰ 이지만 조금때에는 7~15‰로서 비교적 예리한 鹽水 쇄기를 보인다. 이것은 사리때는 鹽分값이 높지만 潮流에 의한 混合作用이 優勢하여 鉛直方向으로 거의 均質한 鹽分分布를 보인 반面에, 조금때에는 鹽分값은 낮지만 潮流에 의한 混合作用이 弱해짐으로써 예리한 鹽水 쇄기를 形成하게 되는 事實에 起因하는 것으로 推理된다. 鹽分最高값은 高潮約 1時間後(最高上向流 3時間後)에 그리고 鹽分最低값은 低潮約 1時間後(最高下向流 3時間後)에 나타난다.

사리나 조금때 中流域(진동) 流量과 下流域(龜浦) 鹽分間에는 높은 相關을 보였다. 河口로부터 北方 약 10km 地點에서의 上向流速은 8m 層에서 約 45cm/sec였다. 뚜렷한 염수 쇄기의 길

이는 조금때 약 22km, 사리때 약 16km로 推定되었다. 鹽分의 影響範圍는 조금때 약 35km, 사리때 약 45km로 밝혀졌다.

鹽分의 水平擴散係數는 조금때 삼락동과 구포에서 각각 $1.5 \times 10^6 \text{ cm}^2/\text{sec}$ 및 $8 \times 10^5 \text{ cm}^2/\text{sec}$ 였고, 사리때 동원나루터 앞에서 $1.4 \times 10^7 \text{ cm}^2/\text{sec}$ 로 推定되었다.

文 獻

- Abbot, M.R., 1959. Salinity effects in estuaries. J. Mar. Res., 18:101-111.
- Bjorn, K., J.E. Greer, 1978. Hydrography of the Santee River during moderate discharge conditions. I., Estuaries 1(2):111-119.
- 福島久雄, 八鍬功, 高橋持, 1964. 石狩川 河口の 研究 第十一回 海岸工學講演集 137-145.
- 福島久雄, 八鍬功, 高橋持, 1971. 石狩川 河口における二, 三の問題. 第十八回海岸工學講演集 431-435.
- Hansen, D.V. and Maurice Rattray, Jr., 1972. Estuarine circulation induced by diffusion. J. Mar. Res., 30:281-294.
- Pearson, C.E. and D.F. Winter, 1977. On the calculation of tidal currents in homogeneous estuaries (I). J. Physical Oceanogr., 7(4):520-531.
- Pritchard, D.W., 1956. The dynamic structure of a coastal plain estuary. J. Mar. Res., 15:33-42.
- Pritchard, D.W., 1954. A study of the salt balance in a coastal plain estuary. J. Mar. Res., 13:133-144.
- Pritchard, D.W., 1956. A method for determining mean longitudinal velocities in a coastal plain estuary. J. Mar. Res., 15:81-91.
- 柳青魯・張善德(1979): 洛東江 河口의 潮汐斗 流動. 韓海誌, 14(2):71-77.
- Watanabe, N., 1967. Chlorinity distribution and its change in the estuary of Kiso-sansen. Bull. Coast. Ocean. 6(1):17-26.
- Watanabe, N., 1969. On the trial of forecasting on the chlorinity variation during short period in the Kiso-sansen estuary. Bull. Jap. Soc. Fish. Ocean., Special No. 9:110-124.