小川原湖に発生する傾斜プルームの音響探査観測*

石川 忠晴**, 長尾 正之***, 盛林 哲***

Field Measurement of the Inclined Plume in Lake Ogawara with Echo Sounder

Tadaharu ISHIKAWA, Masayuki NAGAO and Akira MORIBAYASHI

ABSTRACT

An inclined plume, generated by saline water, is visualized with an echo sounder. The output signal is stored as digital data so that the picture of reflection distribution can be reproduced with any intensity scale and size by post-processing. The pictures are compared with the data of salinity and temperature profiles obtained from STD measurement. The location of horizontal streaks in the picture of echo image corresponds to the depth of density jumps although the intensity of streaks does not correspond to the intensity of density jumps. The densimetric interface of the inclined plume can be identified as the lowest streak along the bottom.

Richardson number of the plume(Ri) is estimated from the amplitude of stationary wave on the undulations of the bed topography based on an assumption of the local conservation of specific energy. The estimated Ri and the entrainment coefficient(E) calculated from the data of STD measurement show that E decreases rapidly when Ri approaches to 1.0. This fact means that the frequently used relationship of power law does not hold well.

Key words: Inclined plume, Echo sounder, Field experiment, Entrainment law

1. はじめに

周囲流体よりわずかに密度の大きい流体が斜面を流れ下る現象(傾斜プルーム)は、貯水池に流入した洪水が形成する密度流、海谷で発生する濁水流、夜間に山頂から流れ下る冷気流など、自然界の様々な局面で発生し、物質輸送や熱輸送に貢献している¹⁾。しかし多くの傾斜プルームは、その発生が不定期であり、また空間規模が大きいので、直接計測された例は極めて少ない。

本研究で対象とする小川原湖では、海水がときおり侵入し、湖内斜面で傾斜プルームを形成する。その規模は、塩水層厚が数10 cm~1 m、最大流速が数10 cm/s、プルーム幅が100 m~400 m、発生区間長が1.5 km程度である。自然界に発生する傾斜プルームとしては小さい方だが、室内実験で作ることができるプルームに比べれば、遥かに高レイノルズ数である。また潮位変動に起因するため、発生しやすい季節や時間帯を概ね特定でき、また計測には手頃な大きさであることから、筆者らは数

度にわたって現地観測を試みてきた^{2),3)}。

従来の観測では、水温塩分計と電磁流速計などの接触型のセンサーのみを用いていた。そのため、流心に沿って予め設定した観測点上での離散的な情報しか得られなかった。しかし、傾斜プルームは流体がその自重によって斜面を流れ下る現象であるから、地形の窪んだ部分を伝って流れる。したがって、流心方向だけではなく、横断方向も含めた流れの空間的なつながりを、連続的に捉えることが望ましい。

そこで本研究では、音響測深機を用いて、走行する船からプルーム界面を連続的に探査する可能性を検討した。すなわち、予め設定した縦横断測線に沿って音響探査をおこなった後、測線上の数点で水温塩分計により水質の鉛直分布を計測し、両者の対応関係を検討した。また湖底の凹凸上に発生するプルーム界面変位量からリチャードソン数を推定し、過去の観測事例と比較した。

2. 現地観測の概要

2.1 観測方法と観測時の状況

小川原湖は青森県東部に位置する汽水湖である(Fig. 1参照)。大潮時に潮位が湖水位を長時間上回ると、排水

* 原稿受付 1998年4月17日

** 正会員 東京工業大学 大学院 総合理工学研究科

*** 東京工業大学 大学院 総合理工学研究科

河川（高瀬川）を塩水が遡上し湖内に流入する。侵入した塩水は、湖内に少し入った地点で湖水の下に潜り込み、図に斜線で示した部分の斜面を傾斜ブルームとなって流れ下る。Fig. 2 に観測水域の等深線と縦横断測線及び設置ブイの位置を示す。観測期間は平成 9 年 8 月 1 日から 3 日の 3 日間とした。

観測には精密音響測深機（千本電機製：PDR-101 V 2, 以下では音探と言う）と水温・塩分計（アレック電子製：ACL-1180, 以下では STD という）を用いた。音探の発信周波数は 200 kHz で、標準ではアナログ出力（放電破壊式チャート記録）のみだが、本研究ではエコー信号を 5 MHz で AD 変換し、その強度をハードディスクに記録し、観測後に再生・加工できるようにしている⁴⁾。なお送受波器は、船を静止した際に水面から 50 cm 下方に位置するように取り付けた。観測は、上流の横断観測線から順に、まず一定速度で船を走行させて音探観測を行った後、断面内の 7 地点で STD により塩分・水温の鉛直分布を計測する。その後、流軸上での音探観測を下流から上流に向けて行う。以上をひとつのセットとして、3 日間で合計 11 セットの観測を実施した。

また、電磁流速計（アレック電子製：ACM-8 M）を地点 B の湖底付近に設置し、流速の変動を捉えた。湖底からの設置高さは 8 月 1 日は 30 cm としたが、予想よりも厚い塩水流が発生したため、8 月 2 日と 3 日は 50 cm とした。また、塩水流の通過状態を把握するために、地点 A, B, C の湖底には自記式水温計（アレック電子製：MDS-T）を設置した。夏季は塩水ブルームの水温が湖底付近の水温よりも高いため、水温の時間変化からブルームの通過を判断することが可能だからである。

なお、本論文では、最も強い塩水流の生じた 8 月 2 日のデータについて述べることにする。

2.2 観測時の塩分遡上状態

Fig. 1 に示す△印の 3 地点で、建設省が水位、塩素イオン濃度及び各種気象因子を自動計測している。これらの記録のうち本現地観測に関係深いものを Fig. 3 に示す。Fig. 3-a は小川原湖と高瀬川河口の水位を、Fig. 3-b は高瀬橋地点の上・下層の塩分濃度を表す。なお、塩素イオン濃度を塩分に換算するために、次式を用いた⁵⁾。

$$S(\%) = 1.81Cl(\%)$$

ここで、 S は塩分濃度、 Cl は塩素イオン濃度である。

Fig. 3-a に示されるように、各観測日とも河口水位が湖水位を長時間上回っており、また昼間の高低潮が比較的高かった。このため、高瀬川を遡上してくる塩水流の勢いは強く、Fig. 3-b によれば深夜から早朝にかけて純海水に近い塩分が長時間高瀬橋に達していた。また、上下層の塩分濃度はほぼ一致しており、概ね強混合と考えられる⁶⁾。

Fig. 1 Bathymetry map of Lake Ogawara

Fig. 2 Locations of buoys in the measuring field

3. 観測結果

3.1 観測期間における傾斜ブルームの発生状況

電磁流速計の記録を、流速ベクトルの時系列変化として Fig. 4-a に示す。各観測日の早朝に流速が急増し、比較的安定した状態が暫く続いた後に、緩やかに減衰している。Fig. 3 との比較から、流速が急増する時刻が、高瀬橋地点の下層塩分濃度がピークに達してから約 2 時間後、満潮時刻からは約 4 時間後となっていることがわかる。

地点 A, B, C での自記式水温計の記録を Fig. 4-b に示す。観測期間には水温成層が発達していたため、表層水を連行しながら湖底に侵入した塩水の水温は、それ以前の湖底水温に比べて高い。このため、水温記録から塩水ブルームの通過を知ることが可能である。各観測日の水温変動は、Fig. 4-a に示した流速変動とよく対応して

おり, これからも毎日早朝に塩水プルームのフロントが到達していたことがわかる。水温上昇の生じる時刻は, 上流(地点 A)から下流(地点 C)の順に少しずつ遅れており, この差からフロントの移動速度を算定することができる。その結果を Table. 1 に示す。フロントの移動速度は後続流速の 7 割程度となっており, 過去の観測結果^{2), 3)}と同様の傾向を示している。またこの関係は, 大気中の冷氣流フロント⁷⁾や海陸風フロント⁸⁾で認められる関係と類似している。

船を移動させながら実施した可視化観測の時間帯を Fig. 4-b の下段に示す。いずれの日の観測も, フロント通過後の比較的安定した流れを捉えている。1 セットの観測に要する時間は約 1 時間であり, この長さは流れが大きく変化するまでの時間に対して十分短いことがわかる。

3.2 塩分・水温分布と音響画像との対応関係

水中に発射された超音波は密度界面で部分反射される。そこでエコー強度から水中の密度分布を推定しようとする試みもなされているが⁹⁾, 現実の密度躍層の幅は様々であり, また懸濁物質等による反射もあることから定量的には成功していない。したがって, 音響画像から成層状態を推定するためには, 個々のケースについて STD データとの比較を行う必要がある。

音響画像の一例を Fig. 5 の上段に, またそれに対応する STD データ(塩分 S , 水温 T と, それらから計算された密度 ρ) を Fig. 5 の下段に示す。また, Fig. 5 の d 地点の STD データを拡大して Fig. 6 に示す。

音響画像の濃淡は, 音波反射強度の空間分布を示している。水面付近の黒い帯は, 水面からの副次的な反射であり, 独立した点は魚影である。また, 水深 15 m 付近で白黒がはっきりと判別できる部分が湖底面を示す。また, 湖底面のすぐ下にある同様のエコーは, サイドロープによる副次的な反射と考えられる。水深は地点 B で最も深くなり, そこから両岸側に向かうにしたがって緩やかに浅くなっている。

水中で横に連続する暗部は, 成層状態を反映している。例えば, Fig. 5 の上段で数字を付した矢印の部分は, Fig. 5 の下段及び Fig. 6 で同じ番号の矢印が示す密度変化点に対応している。ここで, 矢印①, ②, ③は 0.1°C 程度の水温変化に伴う密度躍層に対応し, ④は 0.3% 程度の塩分の変化による密度躍層に対応する。成層した湖沼や内湾で塩分や水温の鉛直分布を細かく測ると, 比較的均一な層が幾重にも重なり合ったステップ構造を持っており¹⁰⁾, 横断方向の暗線はこの構造のつながりに対応していると考えられる。

一方, STD 観測から得られた傾斜プルームの厚さは 50 cm 程度であり, その密度界面は矢印⑤の弱い暗線に対応する。実際, この線は湖底の傾斜に沿って右上がりになっており, STD データからわかる密度界面の傾きと一致する。ただし, 傾斜プルームの密度躍層は強度が

Fig. 3 Time variation for water level and salinity

Fig. 4 Time variation for velocity and water temperature

Table. 1 Velocity of the front of the plume

	Time-lag between A-C (min)	Averaged Front Speed between A-C (cm/s)	Averaged peak value of ECM at B (cm/s)
8/1	83	11	15
8/2	48	19	25
8/3	57	16	22

Distance between A and C: 550m

非常に大きいにも関わらず, その直上の微弱な塩分変化(矢印④)に比べて薄く弱い線となっている。この原因は今のところ不明である。

Fig. 7 は, A, B, C を通る中心測線に沿って行った観測結果の一例である。この図から成層構造が流下方向に微妙に変化していることがわかる。例えば, 水深が 7 m 付近の暗線に着目すると, 上流から下流に向かって音響強度の強さを減じるとともに, 厚みが減少し, その位置が上昇している。一方, 下段に示す STD データでは, 地点 A の水深 7.5 m 付近に, 厚さが約 1 m , 塩分変化が約 0.5% の塩分急変層が存在する。これに対し, 地点

Fig. 5 Cross-sectional picture of digital echo sounder and vertical profiles of water quality

Fig. 6 Enlarged vertical profiles at St. d

Fig. 7 Longitudinal picture of the echo sounder and the profiles

Bでは、水深7mの位置に周囲流体に対して塩分が約0.2%高い層が認められる。したがって、矢印を付した暗線は、塩分のわずかに高い水塊が湖水に貫入している様子を示していると考えられる。このように、音探画像には、わずかの塩分変化が強いエコーとして現れることがある。

傾斜プルームの密度界面は、湖底の縦断形状の変化にしたがって上下に波打っている。この波は、実河川や開水路でよく見られるような、底面形状の変化によって生じる水面の変位と同じ性質を持つことが考えられる。開水路の場合では、水路床が上昇すると、射流の場合には水面が上昇し、常流の場合には下降する。また、比エネルギー保存の仮定によって、水面変位量からフルード数を推定できる。そこで本研究では、密度界面変位についての同様の解析を次節で行う。

さて、以上のように音響画像には成層構造の詳細が捉えられていることがわかった。しかし、成層強度とエコー強度は必ずしも比例関係にはない。また、各々の暗線が水温による密度変化なのか塩分濃度によるものなのかは、画像だけでは判別できない。したがって、STD観測を併せておこなうことが不可欠である。なお、今回の観測においては濁度の鉛直分布も併せて計測しているが、その値は最大でも8ppm程度と極めて小さく、また鉛直方向の変化も非常に小さかった。このため、今回の観測で得られた音響画像には濁度の影響は現れていないと考えてよい。

4. Ri の推定と連行則の検討

4.1 開水路における水路床変位と水面変位の関係

前章で述べたように、プルームの内部界面では湖底形状に応じた変位が生じている。開水路の水理学では、水路床の変化に伴う水位の変化を、次のような近似解析によって算定できることが知られている¹¹⁾。水路の断面を通過する運動エネルギー、位置エネルギー、圧力エネルギーのフラックスをそれぞれ V 、 G 、 P とすると、断面を通過する全エネルギーフラックス J は、

$$J = V + G + P \quad (1)$$

とかける。湖底凹凸の一波長の中ではエネルギーフラックスが近似的に保存されると仮定すれば、

$$\frac{dJ}{dx} \sim 0 \quad (2)$$

ただし、 x は流下方向にとった座標である。

この結果、水路床の変化に対する水位の変化は次のようになる。

$$\frac{dh_0}{dz} = \frac{Fr^2}{Fr^2 - 1} \quad (3)$$

ここに、 h_0 は平均河床面から測った水位、 z は平均河床面から鉛直上向きに測った水路床の高さ、 Fr はフルード数である。したがって、 h_0 と z の値からフルード数

Fig. 8 A model of the plume and its coordinates

Fig. 9 The way to find the best ratio of amplitude

を逆算することが可能である。

4.1 界面変位を利用した Ri の推定

密度流の場合、開水路のフルード数に相当するパラメータはリチャードソン数 (Ri) である。そこで、傾斜プルームの Ri を、開水路の式¹¹⁾に準拠して求める。開水路の場合と異なる点は、傾斜プルームが鉛直方向に密度と流速の分布形を持っていることである。

想定している流れと座標系を Fig. 8 に示す。ここで、流速 u と相対密度差 ε の鉛直分布は、次に示される相似分布形に従うものと仮定する^{2), 3)}。

$$u = u_m f(\eta), \quad \varepsilon = \varepsilon_m e(\eta), \quad \eta = \frac{z}{h} \quad (4)$$

ただし、 u_m は最大流速、 ε_m は最大相対密度差、 z は湖底から鉛直上方に取った高さ、 $f(\eta), e(\eta)$ はそれぞれ流速と相対密度差の無次元分布関数である。また h は ε の半値幅であり、 η は無次元高さである。

式(4)を用いると式(1)に対応する流れのエネルギーフラックス J は、次のように書ける。

$$\begin{aligned} J &= V + G + P, \\ V &= \int_0^\infty \frac{1}{2} \rho u^3 dz, \\ G &= \int_0^\infty (\rho - \rho_a) g (z + z_0) u dz, \\ P &= \int_0^\infty p(z) u dz \end{aligned} \quad (5)$$

ただし V, G, P はそれぞれ運動エネルギー、相対密度差による位置エネルギー、圧力エネルギーのフラックスである。また、 ρ は密度、 ρ_a は湖水の密度、 $p(z)$ は圧力偏差、 z_0 は平均湖底面からの変位量である。

$p(z)$ として静水圧分布を仮定する.

$$p(z) = \int_z^\infty (\rho - \rho_a) g dz \quad (6)$$

式(4)と(6)を式(5)に代入し, 式(2)の操作を行うと次のようになる.

$$\alpha = \frac{dH}{dz_0} = -\frac{K_3}{K_2 - K_1 F^2} + 1 \quad (7)$$

ここで α は, 湖底形状の変化 (dz_0) に対するプルーム界面の変位 (dH) の比であり, 音響画像から推定することができる. なお, 式(7)の誘導過程においてブシネスク近似を用い, 相対密度差に関わる高次の変化を無視している. 相対密度差は, 純海水であっても 0.03 程度であり, ブシネスク近似は十分成立する.

また, 式中の F , H はそれぞれ以下の式で定義される.

$$F = \frac{u_m^2}{\varepsilon_m gh}, \quad H = h + z_0$$

なお, F は Ellison and Turner¹⁾ の定義による Ri と次の関係にある³⁾.

$$Ri = \frac{\varepsilon gh}{U^2}, \quad F^2 = \frac{2.04}{Ri}$$

ただし, ε , h , U はそれぞれ代表量としての相対密度差, 層厚, 速度を表している. また, 式(7)の中の K_1 , K_2 , K_3 は定数であり, 式(4)の値を用いて以下のように定義される.

$$K_1 = \int_0^\infty f(\eta)^3 d\eta,$$

$$K_2 = \int_0^\infty \eta f(\eta) e(\eta) d\eta + \int_0^\infty f(\xi) \int_\xi^\infty e(\eta) d\eta d\xi,$$

$$K_3 = \int_0^\infty f(\eta) e(\eta) d\eta$$

式中の $f(\eta)$ と $e(\eta)$ として, 長尾ら³⁾ が用いた分布関数を使用すると, K_1 , K_2 , K_3 の値は以下の数値となる.

$$K_1 = 1.12, \quad K_2 = 1.71, \quad K_3 = 0.665$$

以上から, 界面変位量と Ri の関係が次のように求められる.

$$\frac{dH}{dz_0} = \frac{0.665 Ri}{2.28 - 1.71 Ri} + 1 \quad (8)$$

Fig. 9 に示すように界面変動と湖底変動がある程度明瞭に判別できる部分を取り出し, 湖底変位量に適当な倍率を乗じて界面変位の画像に重ね合わせ, 最も適当な振幅比 α を平均的に求めた. その結果を Table. 2 に示す. すなわち, この方法で得られるリチャードソン数 Ri の値は 1 より若干小さな値であり, 流速を直接計測した過去の観測の結果ともほぼ一致している^{2), 3)}.

Table. 2 Results of the Richardson number
(2nd August, 1997)

	dH/dz_0	Estimated Ri
Round 1	2.01	0.9633
Round 2	1.91	0.9333
Round 3	1.83	0.9083
Round 4	1.70	0.8557
Round 5	1.70	0.8550

Fig. 10 Time variation for maximum salinity

4.3 連行係数の推定

傾斜プルームのように層を成して流れる流体の混合過程を論じる場合, 異なる層の間で生じる混合の強さを連行という概念で取り扱うことが一般的である^{1), 12)}. このとき, 層間の界面の移動速度を連行速度, また連行速度と代表流速との比を連行係数と呼ぶ. 長尾ら³⁾ は, STD データから連行係数を推定する方法を, 以下のように示している.

Fig. 5 の下段からわかるように, 塩水層内の塩分濃度は比較的均一である. そこで塩水層内外の塩分濃度を各々一定と仮定して塩分収支を考える. 同層内の一次元の塩分保存式と連続条件式は次のようになる.

$$\frac{\partial(SA)}{\partial t} + \frac{\partial(QS)}{\partial x} = 0 \quad (9)$$

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = W_e B \quad (10)$$

ただし S は湖水の塩分濃度を差し引いた塩水プルームの代表塩分濃度, A は断面積, Q は塩水層内の流量, B は塩水層の幅である. W_e は塩水界面で定義される連行速度である. これらを連立して変形し, 連行係数 E について解くと次式のようになる.

$$E = \frac{\delta_s D(S_m)}{0.328 L S_{mm}} \quad (10)$$

ここに, δ_s は塩水層の半値幅, S_m は断面内の最大塩分濃度である. また $D(S_m)$ は 2 断面間での最大塩分のラグランジュ的増分, L は 2 断面間の距離, S_{mm} は 2 断面の最大塩分濃度の平均値である.

流下に伴う塩分濃度 S_m の変化はたかだか 1‰ 程度であるので, $D(S_m)$ の求める場合には, なるべく離れた 2

Table 3 Results of the entrainment coefficient and the Richardson number

DAY	U_{max} (m/s)	U (m/s)	V (m/s)	$\delta_{1/2}$ (m)	δ (m)	S_{mm} (‰)	$D(S)$ (‰)	L (m)	ε (‰)	E (10^{-4})	Ri
June 29/92	0.206	0.142	0.117	2.40	3.05	4.08	0.17	730	1.09	1.74	1.62
June 30/92	0.196	0.135	0.112	2.04	2.59	4.37	0.36	730	1.25	2.92	1.74
July 1/92	0.407	0.281	0.232	2.86	3.63	8.51	0.37	730	2.50	2.16	1.13
Nov. 16/93	0.380	0.262	0.216	2.09	2.653	8.46	1.02	900	2.05	3.55	0.78
Aug. 2/97 ①					2.05	7.03	0.52	550		2.75	
Aug. 2/97 ②					1.73	6.87	0.55	550		2.52	
Aug. 2/97 ③					1.50	6.77	0.44	550		1.77	
									Average	2.35	0.90

地点間の値を比較することが望ましい。そこで、地点 A と C のデータを用いることにした。Fig. 10 に、両断面における S_m の時間変化を示す。湖底に固定した電磁流速計の出力をもとに平均移流速度を考慮し²⁾、図中に矢印で示す組み合わせから、3通りの $D(S_m)$ 、 S_{mm} と δ_s を算定した。

以上の方法にしたがって整理された各断面の諸量と算定された連行係数 E を、過去の観測例³⁾とともに Table. 3 に示す。なお、1992 年と 1993 年の観測では、舟を係留して流速の鉛直分布を実測し、その結果から最大流速 (U_{max})、代表流速 (U)、塩水の移動速度 (V)、流速の半値幅 ($\delta_{1/2}$) の値を計算して Ri を求めている³⁾。これに対して、本研究では流速の鉛直分布を計測せず、音響画像から直接 Ri を求めている。

リチャードソン数 Ri と連行係数 E の関係を Fig. 11 に示す。図中の●が、本研究で得られた値である。また○は 1992 年と 1993 年の観測結果^{2), 3)}、□と△及び×は傾斜ブルームに関する既往の室内実験結果を示している^{1), 13), 19)}。また、図中の線は、実験データをもとに提案された実験式または半実験式である^{14), 15), 16), 17), 18)}。ただし各提案者が用いたデータは必ずしも傾斜ブルームの実験結果ばかりでない。むしろ、種々の実験データから「普遍的な連行則」を導こうとする試みがなされた場合が多い。

さて、過去に提案されている連行則の多くは $E \propto Ri^{-n}$ の形式もしくはその変形 (Ri の増加とともに $E \propto Ri^{-n}$ に漸近する) であり、現状では、この「ベキ乗則」が最も広く受け入れられている²⁰⁾。しかし図中には、 Ri が増加するにつれて E の減少率が大きくなる例も 2 つ掲げている。このうち、有田¹⁷⁾の式は表層ブルームについてのものである。また Turner¹⁸⁾の式は傾斜ブルームについての Ellison & Turner¹⁾の実験結果を回帰したものであるが、彼らのデータは $E < 0.01$ の領域には存在しない。したがって、 $Ri \sim 0.8$ で急激に減少する式形を与えなければならない必然性はないと言える。

さて、これらの多数の式のいずれが正しいか、或いは、どのような場合にどれが適当か、という吟味は現在でも十分なされているとは言えない。その理由は、 Ri が大きい場合の信頼できる実験データが少ないことである。つまり、室内実験で Ri を大きく取ろうとすると勾配を緩くする必要があるため、流れが十分乱流にならないか

Fig. 11 The Richardson number and the entrainment coefficient

らである。また連行量が小さくなるため連行係数の算定精度が落ちてしまうためである。実際、Fig. 11 において筆者らの現地観測データを除いてみると、いずれの式も正しいように見える。

しかし、小川原湖観測データは、Turner¹⁸⁾が提示している式の傾向を明らかに支持していると言える。その意味で、本現地観測で得られたデータは貴重であると考えられる。ただし、現地ではブルーム厚さが横断方向に変化しており、湖底勾配も緩やかに変化していることから、室内実験のような平衡状態が完全に成立していない可能性もある。その影響の評価は今後の課題としたい。

5. おわりに

本研究では、精密音響測深機を用いて、小川原湖に発生する傾斜ブルームの可視化観測を行い、STD 計測で得られた水温、塩分データとの対応関係を検討した。そ

の結果、躍層の位置については両者はよく一致することがわかり、成層状態の空間的連続性を調べる上で音響画像が極めて有効であることが示された。しかし、エコー強度と躍層強度との対応関係は一定しておらず、弱い躍層が画像上で強く現れたり、その逆の場合も見られた。したがって、音響探査のみから成層構造を捉えることは難しく、一画像内の数点においてSTD計測をおこなう必要があると言える。

従来の観測では、船を撚筋上に係留して流速鉛直分布計測し、リチャードソン数を推定した。しかし、この流速計測は風浪が高い場合には困難であり、また船数が確保できない場合には観測の機動性を著しく損なうので、小川原湖の傾斜ブルームのような非定常的現象に対しては実施できないこともあった。そこで本研究では、音響画像に現れる湖底凹凸上の界面変動からリチャードソン数を推定してみたところ、ある程度の精度で算定できることがわかった。

密度流に関する従来の観測は、STD計測が主体であった。この計測は、水温、塩分の鉛直分布を詳細に捉えられるものの、平面的には離散的な探査であるため、成層構造の連続性を把握するには不向きである。また、傾斜ブルームの流心を捉える場合には、こまめに船を停止して、成層状態を試行的に探査する必要がある。これに対して音響探査は躍層位置を連続的に捉えられるので、成層構造のつながりを把握する上で有効である。また詳細な計測を行うべき地点を選定する上で役立つ。ただし、音響画像に現れる縞の強さと躍層強度との関係は一定していないので、定量的な計測には向かない。そこで本研究では、両者を併用した観測を試みてある程度の成果を得ることができたわけだが、今後はさらに観測事例を増やすとともに、両データを有効に組み合わせて流れの情報を引き出す手法の可能性を検討していきたいと考えている。

謝 辞

本研究を行うにあたり、建設省高瀬川総合開発工事事務所と小川原湖漁業共同組合に種々の便宜を計っていただいた。また、現地観測の遂行にあたって横山勝英氏（東京工業大学博士課程）から多大な助力を頂いた。本研究は、文部省科学研究費 基盤研究 (B) No.09450187 (代表者 石川忠晴) の助成を受けている。記して謝意を表する。

参考文献

1) Ellison, T.H. and Turner, J.S. : Turbulent entrainment of stratified flows, J. Fluid Mech., Vol. 6 (1959), pp.423~448.

- 2) 石川忠晴, 長尾正之, 長島伸介: 小川原湖に発生する傾斜ブルームの連行係数に関する考察, 水工学論文集, Vol. 40 (1996), pp.595~600.
- 3) 長尾正之, 石川忠晴, 長島伸介: 小川原湖に発生する傾斜ブルームの現地観測と連行係数の推算, 土木学会論文集, Vol. 579 / II-41 (1997), pp.105~114.
- 4) 横山勝英, 石川忠晴: 貯水池に侵入する濁水流の可視化計測, 可視化情報, Vol. 16 (1996), No. 1, pp.139~142.
- 5) 日本気象協会: 海洋観測指針 (気象庁編), 日本気象協会 (1990), p.149.
- 6) 石川忠晴, 板井雅之, 小沢康彦: 小川原湖に侵入する塩分の計算モデルの検討, 水工学論文集, Vol. 35 (1991), pp.191~195.
- 7) Goff, R.C. : Thunderstorm-outflow kinematics and dynamics, NOAA Tech. MEMO, ERL NSSL-76 (1976), p. 63.
- 8) 石川忠晴, 田中昌宏, 山崎真一, 鈴木宏和: 海風フロントの構造と伝播特性に関する研究, 土木学会論文集, No. 375 / II-6 (1986), pp.261~270.
- 9) 徳岡隆夫: 汽水域の塩水楔およびヘドロ層の音波探査法の開発, 平成5年度科学研究費報告書 (1994).
- 10) 和田清夫監修: 海洋大事典, 東京堂出版 (1987), pp.37~38.
- 11) 日野幹雄: 明解水理学, 丸善 (1983), pp.117~123.
- 12) 玉井信行: 連行概念の統一化と連行係数の評価法, 土木学会論文集, No. 381 / II-7 (1987), pp.1~11.
- 13) 福岡捷二, 福岡祐介, 中村健一: 2次元貯水池密度流の潜り込み水深と界面形状, 土木学会論文報告集, No. 302 (1980), pp.55~65.
- 14) 須賀堯三, 高橋晃: 塩淡水二層流の連行係数, 第31回年次講演会講演集, II (1976), pp.383~384.
- 15) Parker, G., Garcia, M., Fukushima, Y. and Yu, W. : Experiments on turbidity currents over an erodible bed, J. of Hydr. Res., IAHR, Vol. 25, No. 1 (1987), pp.123~147.
- 16) 江頭進治: 密度成層場の流れと混合に関する基礎的研究, 京都大学学位論文 (1980), p.17.
- 17) 有田正光, Jirka, J.H., 玉井信行: 二次元表層放出密度流の流動形態と混合に関する研究, 土木学会論文集, No. 375 / II-6 (1986), pp.61~67.
- 18) Turner, J. S. : Turbulent entrainment : the development of the entrainment assumption, and its application to geophysical flows, J. of Fluid Mech., Vol. 173 (1986), pp.431~471.
- 19) Akiyama, J., Ura M. and Sakamoto K: Flow characteristics and entrainment of two-dimensional starting plumes traveling downslope, J. of Hydrosience and Hydraulic Eng., Vol. 12, No. 2 (1994), pp.1~16.
- 20) 土木学会編: 水理公式集, 土木学会 (1985), p.62.