

琵琶湖南・北湖の交流特性

村本 嘉雄・道上 正規

CHARACTERISTICS OF ALTERNATING CURRENT BETWEEN
SOUTH AND NORTH BASIN IN LAKE BIWABy *Yoshio* MURAMOTO and *Masanori* MICHIEU**Synopsis**

It is very important for engineers to know how the alternating current between the south and the north basin in Lake Biwa occurs there. There are seiches and density currents in main flow patterns which control it. The period of 1st mode of the seiche is about four hours, but it seems to change by water level.

The probability for occurrence of seiches is related to both wind speed and wind direction. That is, when daily mean speed of wind exceeds 2 m/sec, the probability for occurrence of seiches becomes 0.5. Moreover, wind directions of NNE and SSW components contribute especially to the occurrence of seiches.

The density currents occasionally happen in fall and winter season. The discharge due to the developed density current, which flows from the south to the north basin, is about 2,000,000 m³/day.

1. 緒 言

琵琶湖は南湖と北湖からなり、南湖の湖面積および貯水量はそれぞれ 57.9km² と 2.12億 m³ で、これを北湖と比較すると、湖面積で約 1/10、貯水量で約 1/100となっている。こうした南湖沿岸に人口が集中しているため、水質は北湖に比べて南湖の方が悪化しているようである。したがって、南湖の汚水が北湖に流入すると、琵琶湖全域の水質の悪化をもたらすため、南湖水の北湖への流入機構を明らかにすることは非常に重要な課題といえる。

南湖の流動パターンは、1) 恒流、2) 静振、3) 密度流、4) 環流、5) 吹走流によるものに分類される。1) の恒流成分は、瀬田川および疏水の放流による北湖から南湖に向う流れである。2) の静振には、表面静振と内部静振の2種類の形態があるが、頻繁に発生するものは表面静振であって、南湖に影響を及ぼすような内部静振は1年に数回起こるに過ぎない。3) の密度流は、主として南湖の水温が北湖のそれよりも低くなる秋から春の風の静穏な日に発生するようで、通常は底層密度流の流動形態になる。4) の環流は、南湖では風によって形成される地形性のものであって、その流向は風向によって支配される。とくに、南湖の主軸方向の風によって惹起される環流が安定しているようである。5) の吹走流は風によって発生する流れで、風と流れとの応答は非常に良いようである。以上述べたように、南湖には種々の流動パターンが見られるが、南湖から北湖に向うような流れいわゆる北流はどのような流動によって支配されるであろうか。

Fig. 1 は琵琶湖大橋の断面形状を示したもので、橋脚部に自記流速計および水温計が取付けられており、これらによってこの地点の流況を知ることができる。Fig. 2 は昭和51年11月の南・北湖の1日当りの交流量を示したものであるが、支配的な交流のパターンは静振、密度流および両者の共存型のものになっている。密度流による交流量は約 200 万 m³/日であって、この形式で流送された南湖水は北湖水と混合して、新しい北湖水を形成する。一方、静振による交流量は周期および振幅によって支配され、規模の大きい静振ではそ

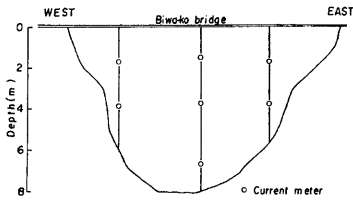


Fig. 1. Section profile at Biwa-ko bridge.

の交流量は数 1000 万 m^3 /日に達することもある。しかし、こうした往復流では、北流した南湖水がすべて北湖水と混合するのではなく、次の南流によってその大部分はふたたび南湖に帰ってくるということに留意しなければならない。

本論文では、南・北湖の交流特性の検討を目的としているので、その支配的な流動パターンである静振と密度流の特性に関して検討を加える。

2. 流速と湖水水位の変動解析

2.1 資料解析法

琵琶湖の静振の性状を検討するため、琵琶湖大橋橋脚部に取付けられた流速計と湖岸沿いの彦根、堅田、三保ヶ崎および鳥居川の水位計 (Fig. 3 参照) の自記記録を収集し、強風時の 4 つの期間と、昭和 51 年に実施された 3 回の総合観測時を含む 3 つの期間を解析対象期間とした。また、流速計の設置位置は Fig. 1 に示すとおりで、対象としたスペクトル解析期間、データ数 (N)、ずらし数 (m)、データ読取り時間間隔 (ΔT) が Table 1 に示されている。

2.2 水位と流速変動の卓越周期

琵琶湖の静振に関する本格的な研究は 1902 年から始まり、その卓越周期として、約 240 分、70 分、および 30 分が多く研究者によって観測されてきた。その後、今里ら¹⁾によって詳細な観測が実施され、静振の周期には 5 つのモードがあり、この観測結果は二次元の数値シミュレーション結果とよく対応するようである。従来の研究成果¹⁾と筆者らの解析結果

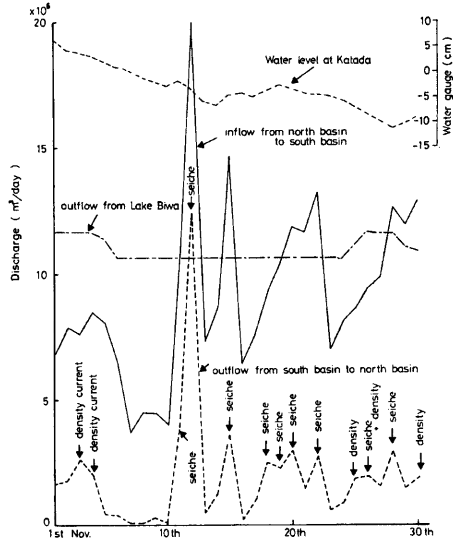


Fig. 2. Discharge of alternating current between south basin and north.

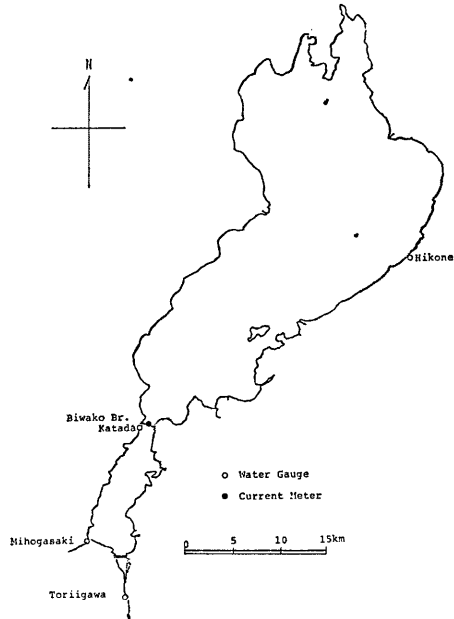


Fig. 3. Observation station in Lake Biwa.

Table 1. Numerical condition for spectrum computation.

Name	Duration	Flow Velocity			Water Level		
		<i>N</i>	<i>m</i>	ΔT (sec)	<i>N</i>	<i>m</i>	ΔT (sec)
I	2~9 Aug. 1976	576	58	900	864	86	600
II	12~17 Sept. 1976	576	58	900	864	86	600
III	10~15 Nov. 1976	576	58	900	864	86	600
IV	7~12 Dec. 1976	576	58	900	864	86	600
V	16~20 Sept. 1976	480	48	900	720	72	600
VI	10~14 Nov. 1976	480	48	900	720	72	600
VII	19~23 Dec. 1976	480	48	900	720	72	600

が Table 2 にまとめて示されており、今里らの数値シミュレーションと比較的よく対応している。さらに、こうした卓越周期を詳細に検討するために、流速および水位のスペクトル例を Fig. 4 に示す。これによると、Mode 1 の静振は、水位のスペクトルでは顕著に現れていないものもあるが、流速のスペクトルでは常に現れており、かなり発生頻度の高いものであるといえよう。次に、Mode 2 と 3 の静振は、今里らの計算や観測結果では 2 つのピークに分離されているけれども、本解析の結果では必ずしも明瞭に分離されなかった。これだけの結果から、約 70 分付近に 2 つのモードの静振が存在するのか、あるいは単一モードであるのかははっきりしないが、Mode 3 (66.2~68.6 分の周期) の静振の方が頻繁に現れるようである。Mode 4 と 5 に関しては、ピーク周期が数分の幅で変動し、水位については地点相互の、流速については流速計相互の周期の一致度が Mode 1~3 に比べて良くない。以上より、南湖でもっとも安定して現れる静振の周期は約 240 分と 70 分になるといえよう。

いま、Mode 1 の静振の周期を南湖の湾振動とした次に示す Merian 周期の公式で計算することにしよう。

$$T = 4\beta L / (2n + 1) \sqrt{gh} \quad (n = 0, 1, 2, 3 \dots) \dots \dots \dots (1)$$

ここに、*T* : 周期、*L* : 湾長、*g* : 重力加速度、*h* : 平均水深、 β : 次式で与えられる補正係数である。

Table 2. List of studies on seiches in Lake Biwa.

Year	Authors	Method	Period (min.)				
			Mode-1	Mode-2	Mode-3	Mode-4	Mode-5
1902	Nakamura, S. & Honda, K.	Observation	231.0		72.0		30.0
		Model Experiment			72.0		31.0
1926	Suda, K. et al.	Observation			70.0		30.0
1931	Takatani, S.	Observation	236.2				
1935	Nomitsu, T.	Observation	250.0		70.0		
1938	Takahashi, T. & Namekawa, T.	Observation	220.0		66.0		
1938	Toyohara, Y. & Habu, K.	Observation			66.0		
1971	Imasato, N. et al.	Numerical Simulation	255.5	79.8	69.1	38.7	31.9
1973	Imasato, N. et al.	Observation	229.8	72.7	65.1	40.1	30.5
1976	Muramoto, Y. et al.	Observation	217.5-248.6	74.8-75.8	65.5-72.0	40.0-41.1	30.0-31.9

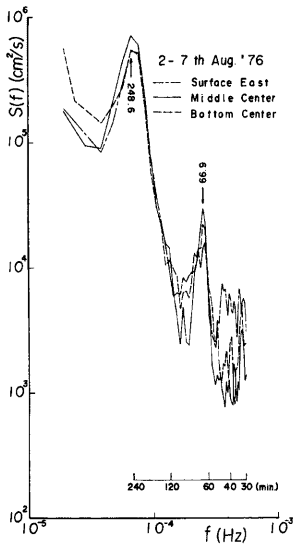


Fig. 4 (a). Spectrum of flow velocity (I).

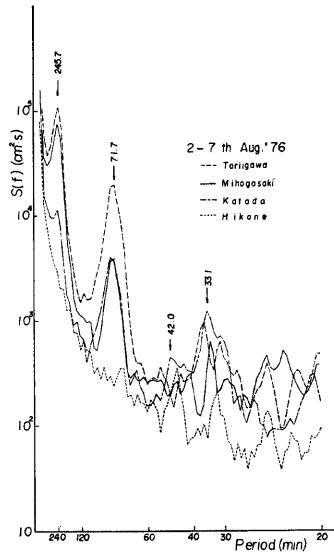


Fig. 4 (b). Spectrum of water level (I).

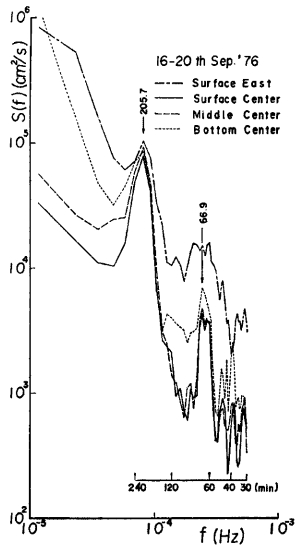


Fig. 4 (c). Spectrum of flow velocity (II).

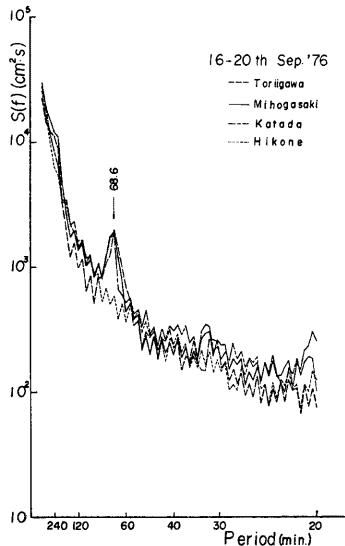


Fig. 4 (d). Spectrum of water level (II).

$$\beta = \left[1 + \frac{2b}{\pi L} \left(0.9228 - \ln \frac{\pi b}{4L} \right) \right]^{1/2} \dots\dots\dots (2)$$

ここに、 b ：平均幅である。 $b=4\text{km}$ 、 $L=17\text{km}$ 、 $h=3.74\text{m}$ を上式に代入して、周期を求めると、 $n=0$ の場合 221分、 $n=1$ の場合 73分になり、このような簡略な式でも前述の観測値をほぼ説明することができる。

スペクトル解析による卓越周期に変動幅が見られるが、これはずらし数 m が各ケースごとで異なることと湖水位が変化していたことによると考えられる。そこで、Mode 1 の卓越周期の変動幅を検討するために、便宜的にピーク値の半減周波数の平均値を修正卓越周期とすれば、流速スペクトルから求めた修正卓越周期と計算期間の堅田の平均水位の関係は Fig. 5 のようになる。図中の黒丸は (1) 式で求めた南湖の平均水深 3.74m に対応する Merian 周期である。ただし、Fig. 5 では、計算対象期間の堅田の最低水位を 0 水位としている。これから明らかなように、高水位時には、周期は短くなるようであり、約 1m の水位変化によって Mode 1 の卓越周期は約 30 分程度変化するようである。この傾向は (1) 式からも理解されよう。

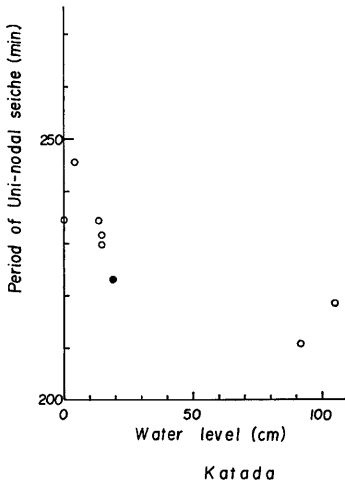


Fig. 5. Relation between period of seiche and mean water level at Katada.

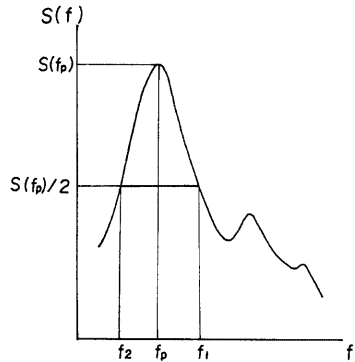


Fig. 6. Notation for spectrum.

2.3 静振の振幅

非定常過程では、スペクトル解析による卓越周期の推算は意味を有するが、そのパワーの絶対値はデータの長さに依存するため、あまり有用な情報にはならない。しかしながら、水位のスペクトル解析では、鳥居川、三保ヶ崎、堅田、彦根の各地点のデータに関して、同一期間で計算が行われているので、それらの相対値の比較は可能である。

いま、Mode 1 のパワーは、Fig. 6 に示すような、 f_1 と f_2 の間の積分値であるとするれば、その平均実効振幅は次式で表される。

$$\sigma_1 = \sqrt{\int_{f_2}^{f_1} s(f) df} \dots\dots\dots (3)$$

ここに、 f ：周波数、 $s(f)$ ：水位のパワースペクトル密度である。Table 3 は Mode 1 の平均実効振幅とそれから求めた振幅比である。南端の鳥居川と三保ヶ崎では振幅が大きくなっており、節に近い堅田での振幅は、三保ヶ崎の振幅の約 35% の値になり、北湖の彦根ではそれはさらに小さくなっている。

Table 3. Amplitudes for seiches of Mode 1.

	Name	Torigiwa	Katada	Mihogasaki	Hikone
Amplitude	I	1.55	(0.463)	1.33	*
	II	(0.668)	*	*	*
	III	1.23	0.355	1.15	(0.159)
	IV	0.853	0.255	0.530	(0.174)
	V	*	*	*	*
	VI	1.25	0.381	1.16	(0.162)
	VII	0.787	0.229	0.699	(0.114)
Ratio of Amplitude	I	1.17	(0.348)	1.00	*
	II	*	*	*	*
	III	1.07	0.309	1.00	(0.138)
	IV	1.61	0.481	1.00	(0.328)
	V	*	*	*	*
	VI	1.08	0.328	1.00	(0.140)
	VII	1.13	0.328	1.00	(0.163)

南湖における Mode 1 の水位変化の様子を示したものが Fig. 7 であり、実線は静振の振幅の場所的变化を正弦曲線として表したものである。ただし、三保ヶ崎の南 1km の膳所を腹とし、節の位置はこれより 17km 北側の地点としている。またこの図では平均実効振幅を静振の振幅として用いているため、振幅の絶対値はあまり意味を有しない。これより明らかなように、南湖における静振の振幅の場所的变化は次式の正弦曲線で近似的に表される。

$$a = a_0 \sin(\pi x / 2L) \dots \dots (4)$$

ここに、 x : 節からの距離 a, a_0 : それぞれ x および南端(膳所)の振幅である。

2.4 スペクトルの性状

Fig. 8 は大橋における表層 3 地点の昭和51年12

月19~23日の5日間の南北流速成分に関するエネルギースペクトルを示したものである。これらのエネルギースペクトルでは、ピーク値は周期240分、65.5分の所に現れている。これらの静振によって、エネルギーが供給され、そのエネルギーが順次高周波数の渦にカスケード・ダウンされるいわゆる慣性領域の $-5/3$ 乗則が成立しているように思われる。また、3地点のエネルギースペクトルを比較するとき、中央と守山方面の東側とはほぼ同じようなスペクトル形状を呈しているが、堅田方面の西側のエネルギーレベルは中央および東側のそれと比べて小さく、流れが中央から東側に片寄っているようである。大橋地点の漂流板による流速測定結果²⁾でも、Fig. 9 に示すように、流れが中央から東側に片寄る傾向が見られる。しかしながら、なぜこうした偏流が起るのか現状ではわからないので、今後の研究に待たねばならない。

Fig. 10 および 11 は期間 I~IV について、1日づつデータの長さを減らして、スペクトルおよび風配図を作成し、静振の減衰過程を検討したものである。なお、エネルギースペクトルの計算に用いた流速は中央表層のものであり、風向・風速としては堅田の斉時の資料が用いられ、それより風速の2乗値(ΣW^2)の風配図が示されている。Mode 1 の静振のピーク値と南湖の長軸方向(北北東-南南西)の ΣW^2 を比べると、8月を除いて両者はほぼ一致していることが理解されよう。すなわち、長軸方向の ΣW^2 が大きいときに

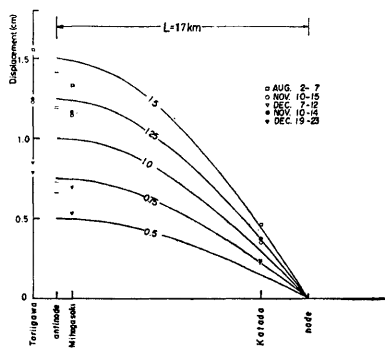


Fig. 7. Vertical displacement of seiche in south basin.

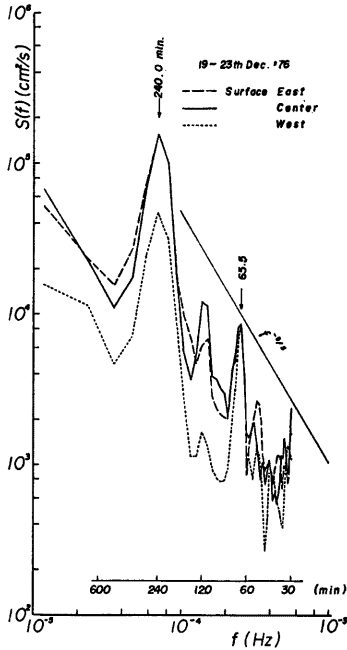


Fig. 8. Spectrum of flow velocity.

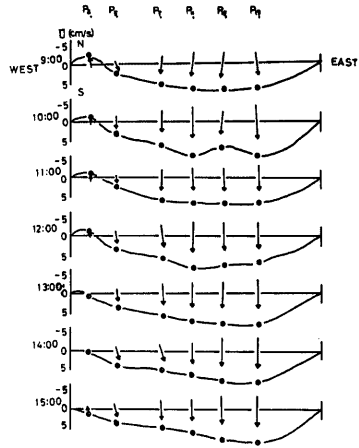


Fig. 9. Lateral velocity profile at Biwa-ko bridge after Imamoto.

Mode 1 の静振のエネルギーは大きく、 ΣW^2 が小さくなると速かに減衰する。一方、短軸方向の風はこのような静振にあまり影響を及ぼさないようである。また、79分付近のピーク値は Mode 1 のものに比べて、そのエネルギー低減率は小さいようである。これは長周期成分のエネルギーがその減衰過程で周期の短い静振にエネルギーを伝達するためであろう。

2.5 底面摩擦係数の検討

大橋における流速変化図をより観察すると、Fig. 12 に示すように、周期的な流速成分がきれいに減衰している。これは、風が弱まったりあるいは風向を変えたため、静振が底面摩擦によって減衰する過程を表したものと考えられる。

周期 4 時間の静振を対象にして、流れを 1 次元流れと仮定し、Fig. 13 を参照すれば、運動方程式は次のように表される。

$$\frac{\partial U}{\partial t} = -g \frac{\partial \zeta}{\partial x} + \frac{1}{(h+\zeta)} \left(\frac{\tau_s}{\rho} - \frac{\tau_b}{\rho} \right) \dots\dots\dots (5)$$

ここに、 U ：断面平均流速、 ζ ：静水面よりの水面変化量、 τ_s, τ_b ：それぞれ表面および底面のせん断応力、および ρ ：流体密度を表す。さらに、 $h \gg \zeta$ および減衰過程を対象にしているので、 $\tau_s = 0$ を仮定し、(5) 式の右辺第 2 項を

$$\frac{\tau_b}{\rho h} = fU \dots\dots\dots (6)$$

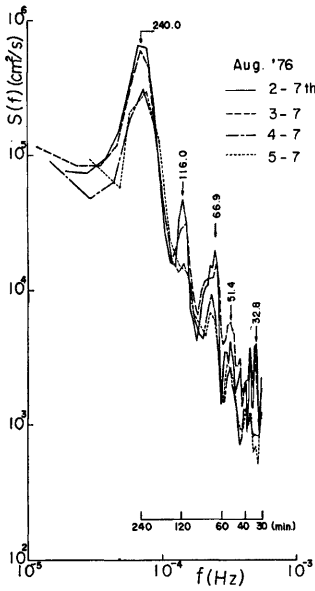


Fig. 10(a). Spectrum of flow velocity.

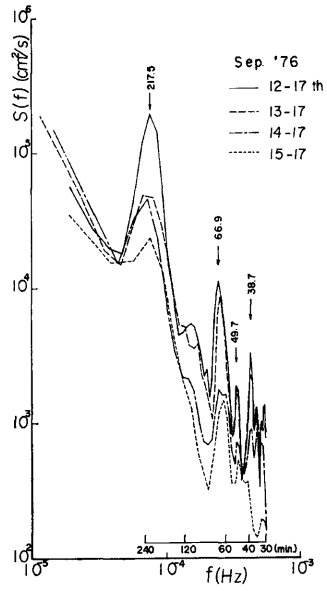


Fig. 10(b). Spectrum of flow velocity.

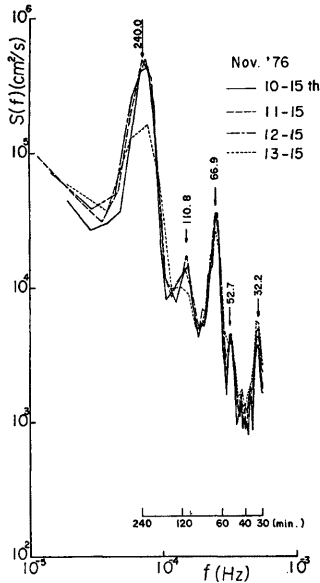


Fig. 10(c). Spectrum of flow velocity.

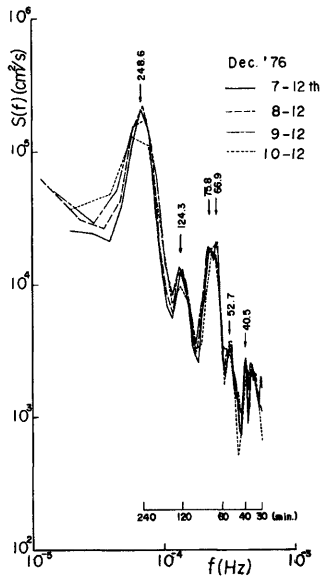


Fig. 10(d). Spectrum of flow velocity.

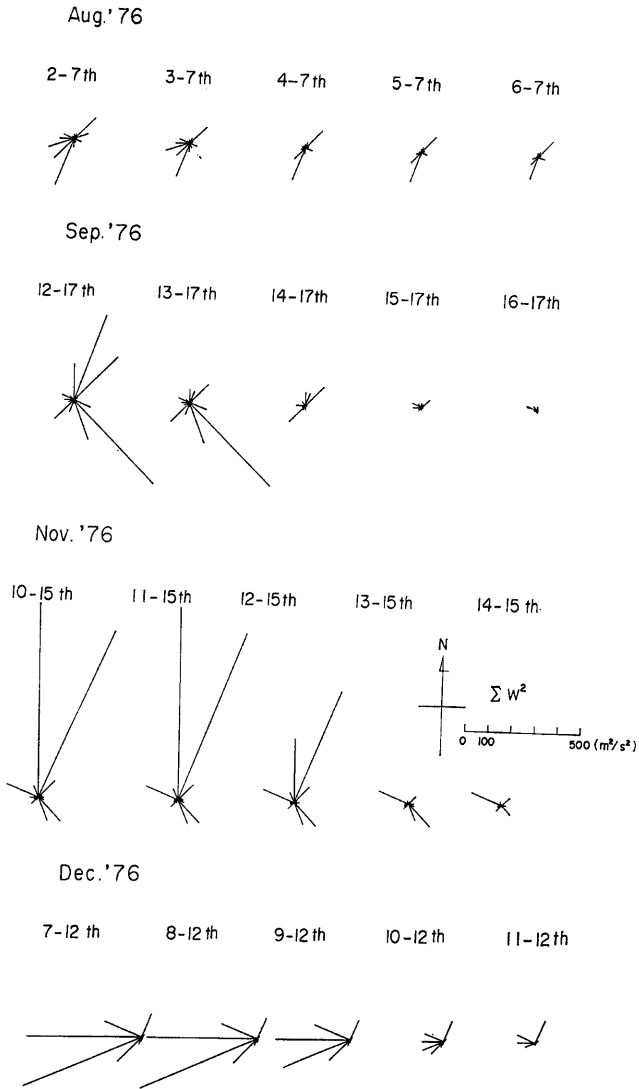


Fig. 11. Diagram of wind direction.

のように書けるものとする。ここに、 f は摩擦係数である。(6) 式は抵抗が流速の 1 乗に比例するという関係で、ここで対象としている流れでは Reynolds 数が $10^4 \sim 10^5$ であるので、このような式が成立するかどうかは疑問であり、本来次式を用いなければならない。

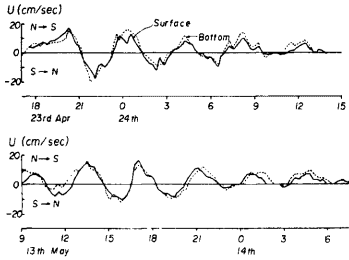


Fig. 12. Examples of damping seiche.

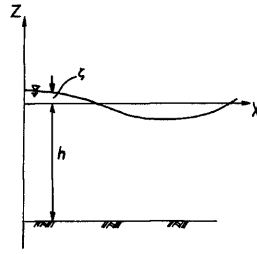


Fig. 13. Sketch for notation.

$$\frac{\tau_b}{\rho h} = \frac{\rho \gamma_b^2 U |U|}{\rho h} \dots\dots\dots (7)$$

しかし、(7) 式を (5) 式に適用する場合には、その解析解は得られないので、ここでは (6) 式を抵抗則として代用し、その適用範囲を考慮することしよう。このように仮定すれば、連続式 (8) を用いることにより、(5) 式は次式のように表される。

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + h \frac{\partial U}{\partial x} = 0 \dots\dots\dots (8)$$

$$\frac{\partial^2 U}{\partial t^2} + f \frac{\partial U}{\partial t} - hg \frac{\partial^2 U}{\partial x^2} = 0 \dots\dots\dots (9)$$

ここで、減衰を対象としているので、 U として次式を仮定する。

$$U = -U_0 e^{-\alpha t} \cos kx \sin \sigma t \dots\dots\dots (10)$$

ここに、 α : 低減係数、 k : 波数、および σ : 周波数である。(10) 式を (9) 式に代入して若干の演算を行うと次の関係をうる。

$$\left. \begin{aligned} f &= 2\alpha \\ k &= [(n^2 + \sigma^2)/gh]^{1/2} \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (11)$$

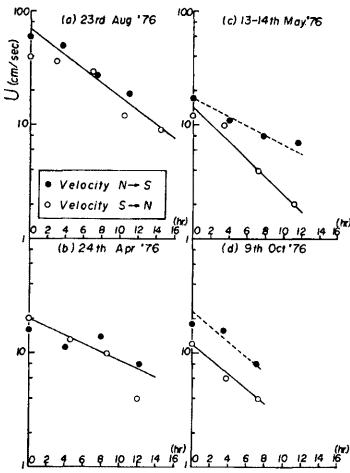


Fig. 14. Damping factor of seiches.

これより、摩擦係数は、低減係数の 2 倍で、波数は摩擦を考慮しない場合と相違することが理解されよう。

(10) 式を (8) 式に代入して、 ζ を求めると

$$\zeta = U_0 (h/g)^{1/2} e^{-\alpha t} \sin kx \cos (\sigma t - \theta) \left\{ \begin{aligned} \text{ただし、} \quad \theta &= \alpha/\sigma = fT/4\pi \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (12)$$

のようになる。

まず低減係数の値を見積るために、4 ケースについて流速の振幅値の減衰を検討した結果が Fig. 14 に示されている。これらの資料には、種々の形態のものが挙げられているが、流速はほぼ指数的に減少している。これより静振の規模が半減する時間を求めると、静振の規模や風などの条件によって異なるが、概略 5 時間程度になる。

(7) 式の定数 γ_b^2 は $(u_* / U)^2$ を表したものであり、 f と γ_b^2 の関係は次式のようになる。

$$\gamma_b^2 = f \frac{h}{|U|} \dots\dots\dots (13)$$

Table 4. Calculated results of friction factors.

Date	α (sec ⁻¹)	f (sec ⁻¹)	γ_0^2	h (m)	\bar{U} (cm/sec)
23 Aug. 1975	3.85×10^{-5}	7.7×10^{-5}	1.2×10^{-3}	4	26
24 Apr. 1976	2.3×10^{-5}	4.6×10^{-5}	1.5×10^{-3}	4	12
13 May 1976	4.8×10^{-5}	9.6×10^{-5}	6.4×10^{-3}	4	6
14 May 1976	2.7×10^{-5}	5.4×10^{-5}	2.2×10^{-3}	4	10
9 Oct. 1976	2.3×10^{-5}	4.6×10^{-5}	1.5×10^{-3}	4	12

対象にした4ケースの f と γ_0^2 の関係は Table 4 のとおりである。表中の \bar{U} は対象とした流速のほぼ平均値を表す。

この結果より、 $\gamma_0^2 = (1.2 \sim 6.4) \times 10^{-3}$ で、従来海洋や湾で用いられている $\gamma_0^2 = 2.6 \times 10^{-3}$ とオーダー的には一致する。このように、こうした単純な考察によっても底面摩擦係数の算定やその減衰過程が検討できるようである。

流速と水位の位相差 θ に関しては、例えば、 $f = 7.7 \times 10^{-5} (\text{sec}^{-1})$ 、 $T = 1.44 \times 10^4 (\text{sec})$ を用い求めると、 $\theta = 0.088 (\text{rad})$ のように非常に小さく、無視しうるオーダの位相差である。

ζ_a を南端での水位の平均実効振幅とし、流速 U として大橋地点の中央三層の流速に関する平均振幅の平均値を用い、かつ $\alpha = 0$ と仮定すれば、 ζ_a と U の間には(12)式より次の関係が成立する。

$$\zeta_a = c \sqrt{h} U \dots\dots\dots (14)$$

または

$$a_0 = c \sqrt{h} U_0 \dots\dots\dots (15)$$

観測値より定数 c を決定すると、 $c = 0.019$ をうる。ただし、水位および水深の単位は cm、流速の単位は cm/sec を用いている。したがって、南端の静振の振幅を測定すれば、(14)式または(15)式で静振による南・北湖の交流量を知ることができる。

3. 静振の発生要因

静振の発生要因として、風や気圧の変化、降雨および流入流出流量の急変などが考えられている。大橋における昭和51年の資料を検査してみると、風が静振の発生に深く関係していることが明らかにされたので、昭和51年の1年間の堅田の資料を用いて、まず日平均風速と大橋地点の流速との関係を調べてみた。日平均風速の階級ごとに発生した静振の日単位の振幅階級別頻度分布を求め、これを静振の発生確率とした。その結果が Fig. 15 に示されている。図中に示されている流速の振幅が 10cm/sec 以下のものは規模の小さい静

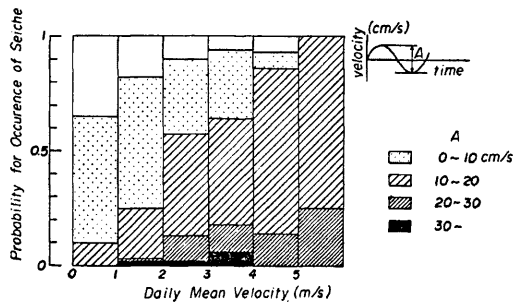


Fig. 15. Relation between probability for occurrence of seiches and daily mean wind velocity.

振であって、その流量に及ぼす影響も小さいので、ここでは 10cm/sec 以上の流速の振幅値を有する場合を静振と考え、2m/sec 以上の風速で静振発生率は50%を越え、5m/sec 以上になると常に静振が発生しているようである。従来の数値計算では風速 5m/sec の風を与える場合が多いようであるが、こうした風速を与えるときに常に静振が発生するようであり、この観測結果でもそのような数値計算結果を支持しているように思われる。しかし、日平均風速が 5m/sec を越えるような頻度はあまり高くないので、もっと弱い風の状態で静振の発生に関する数値シミュレーションが望まれる。

次いで、風向別静振の発生確率を検討することにして、静振の発生に寄与すると考えられる風は、静振開始時刻より6時間前までの風であると仮定して、この期間を静振開始時、また、静振が継続している期間を静振時、どちらにも属さないものを非静振時と呼ぶことにすれば、この3つのグループに属する風向別の確率は Fig. 16 に示すとおりである。これから明らかなように、静振の発生に対して、北北東および南南西の長軸方向の風が最も寄与しており、一方ほぼ短軸方向の東および西の風が吹くとき、静振の発生確率が最小になる。また、Fig. 17 は斉時の10分間平均風速と静振の発生確率の関係を表したものであるが、Fig. 15 と同様に、風速が増大するにつれてその発生確率は増加する。

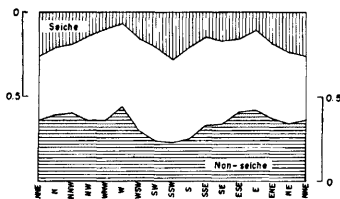


Fig. 16. Relation between probability for occurrence of seiches and wind direction.

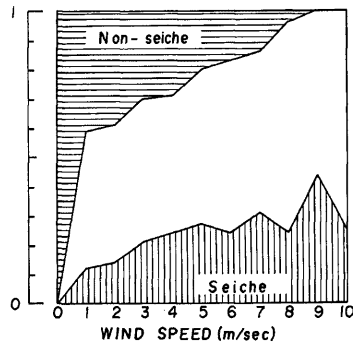


Fig. 17. Relation between probability for occurrence of seiches and mean velocity over 10 minutes.

以上、静振の発生と風との関係を検討してきたが、これ以外に静振の発生要因として放流量の急変に依存しているような事例が2, 3みられた。

4. 密度流による南・北湖水の混合

Fig. 18 は大橋の昭和50年12月の水温、流速記録を示したものであるが、この図から底層密度流が発生している状況を知ることができよう。すなわち、12月21日の6時45分から底層の水温が急激に低下すると同時に北流が生起していることから、南湖の冷水が底層密度流となって北湖に逆流したものと推定される。冬期には、南湖水の水温が北湖水のそれよりも低くなるので、こうした底層密度流が頻繁に発生するようである。このような密度流の減衰過程も非常に興味ある現象であるが、この場合は4時間周期の静振の発達によって密度流が減衰しているようである。発達した密度流によって北湖に逆流する日流量は Fig. 2 に示したように約 $2 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{日}$ でかなりの量に達する。

密度流の性状を検討するため、昭和52年12月16日に大橋付近を中心に水温と流向・流速の観測を実施した。Fig. 19 は観測日における壑田の風速と大橋の流向・流速を示したものであるが、8時から16時頃までの風の弱い期間に弱い底層密度流が発生しているようであり、風が強くなった16時頃からこのような密度流は

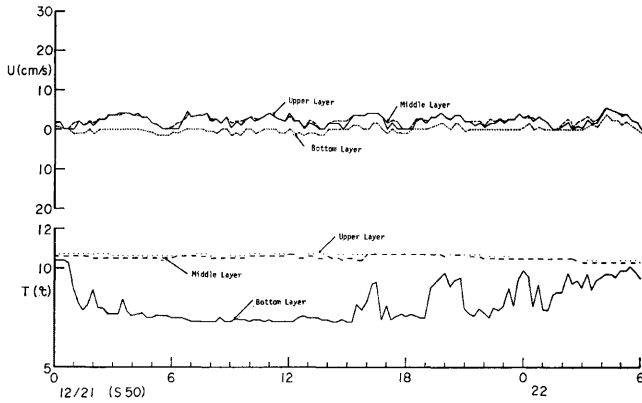


Fig. 18. Records of water temperature and flow velocity at Biwa-ko bridge.

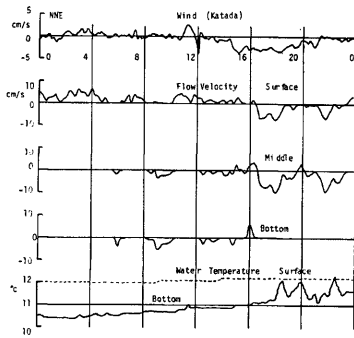


Fig. 19. Records of wind, flow velocity and water temperature on 16th December 1976.

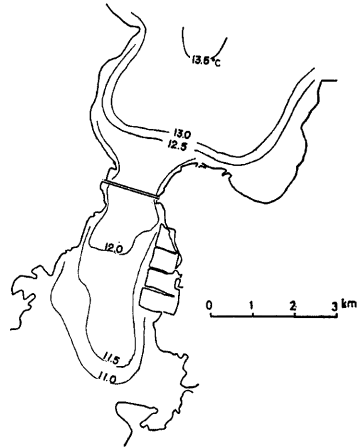


Fig. 20. Isothermal lines of water temperature close to Biwa-ko bridge at 1 m under water surface at 13:17 ~ 14:33 on 16th December 1977.

消失して静振に変わっていく様子がうかがえる。また、Fig. 20 は水温の平面分布を表したもので、大橋付近を中心に水温変化が大きく、かつ湖の中央部の水温は沿岸部のそれに比べて高くなっている様子が知れる。一方、Fig. 21 は水温の中央部に沿う縦断分布を表したもので、これより南湖水の冷水塊が北湖の底層部に侵入して、弱混合型の塩水楔と同じような形状を呈していることが理解されよう。

以上より、秋から春にかけては、常に密度流が形成される可能性のあることが知れるが、外部攪乱によってこのような密度流がいかに破壊されるかをさらに検討する必要がある。

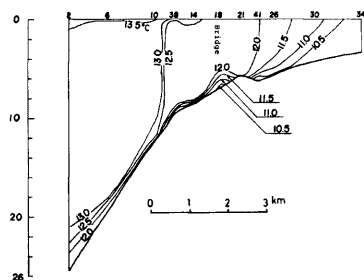


Fig. 21. Profile along center of lake of water temperature close to Biwa-ko bridge at 13: 17~14: 33 on 16th December 1977.

5. 結 語

琵琶湖の南・北湖の交流を考える場合、最も支配的な流動パターンは静振と密度流であることを示し、それぞれについての性状を検討した。その結果、静振に関しては Mode 1 の周期的 4 時間の静振が交流量に深く関係しており、この静振の南湖における形状やその減衰過程が明らかになった。また、こうした静振の発生は風速・風向に大きく左右され、日平均風速が 2m/sec を越えると、その発生確率は 50% になり、5m/sec になると静振は常に発生する。さらに、南湖の長軸方向の風が静振の発生に効果的に作用することが判明した。

一方、発達した密度流による南湖から北湖に向う流量は約 $2 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{日}$ で、こうした流れは秋から春にかけては常に形成される可能性があるが、風などの外部攪乱の作用によってこれが破壊されるようなので、今後、風と密度流の関係を検討する必要がある。

最後に、本研究を遂行するにあたって、観測資料を提供して下さいました建設省・近畿地方建設局・琵琶湖工事事務所所長村田直人氏、同課長竹本佳浩氏および水資源開発公団・琵琶湖開発事業建設部部长磯久礼志氏に深謝するとともに、資料整理に多大の労を煩わした京都大学大学院学生大久保賢治君に感謝します。

参 考 文 献

- 1) 今里哲久・金成誠一・国司秀明：びわ湖の水の流動に関する数値実験的研究，京都大学防災研究所年報，第14号 B, 1971, pp. 451~464.
- 2) 建設省琵琶湖工事事務所・水資源開発公団琵琶湖事業建設部・防災研究協会：昭和 51 年度琵琶湖南湖の水力と数値予測に関する検討業務報告書，1977.