

京都大学防災研究所 正員 大久保賢治
京都大学防災研究所 正員 村本嘉雄
建設省 正員 久保田 一

1.はじめに 南湖湖流の数値解析¹⁾

で現れた代表的流況について検討するため、後述の相似を満足する南湖模型を用いて吹送流表面流速、流況のコリオリ効果および湖流の鉛直分布に関する実験を行った。

2.実験方法と相似則 図-1に示す

南湖模型は水平 $1/20,000$ 鉛直 $1/300$ の

全模型で瀬田川流量が調節できる。

模型をアクリル板で覆って風洞とし、湖長軸方向(NNE-SSW)の各風向で強・弱2段階の風が設定できる。模型は全体をターンテーブルに載せて回転させ、表面流況はアルミ粉末浮遊法、内部流況は4測線2層(水面下2,12mm)の白金線による電気分解法でそれぞれ可視化した。風のせん断力 τ_s は湖心点上方の風速鉛直分布(非回転状態)から求めた。南湖の幅 $L = 4$ km, 平均水深 $H = 3.6$ m, コリオリパラメータ $f = 8.4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, 吹送流流速 $V = 5 \text{ cm/s}$, 鉛直渦動粘性係数 $\nu_v = 1 \text{ cm}^2/\text{s}$, 瀬田川放流量 $Q = 100 \text{ m}^3/\text{s}$ を考えると、吹送流のロスビー数 Ro_w , 鉛直エクマン数 Ev , 放流ロスビー数 Ro_d はそれぞれ $Ro_w \equiv V/fL = 0.15$, $Ev \equiv \nu_v/fH^2 = 0.090$, $Ro_d \equiv Q/fL^2H = 0.021$ 程度になる。なお、この V, ν_v は 1.5 m/s 程度の風速を想定した。また、他の浅水湖に比べて Ro_d の大きいことが南湖の特徴である。

3.実験結果 上記の相似を考慮して実験条件(表-1)を定めた。定常状態の

空間平均表面流速 u_s は最大風速の0.3%程度であった。実験条件を与えて

1)と同様の三層計算を行い、図-2のような各層平均流速の時間変化を得た。

実験値(○)の大きさと湖流の形成時間を説明するには、計算の ν_v を $0.05 \text{ cm}^2/\text{s}$

にとる必要があり、 Ev は表-1の値($\nu_v = 0.01 \text{ cm}^2/\text{s}$ とした)より増大している

表-1 実験条件

RUN	Wind	τ_s (dyne/cm ²)	Q (cm ³ /s)	f (s ⁻¹)	u_s (cm/s)	Ro_w	Ev	Ro_d
N11	NNE	0.070	2.00.209	0.36	0.086	0.030	0.020	
N21	NNE	0.120	4.0	0.37	0.089		0.040	
N12	NNE	0.070		0.26	0.062			
N22	NNE	0.120	8.0	0.37	0.089			
N13	NNE	0.070		0.31	0.074		0.080	
N23	NNE	0.120		0.42	0.100			
N11*	NNE	0.070	2.0	0.0	0.26			
N12*	NNE	0.070	4.0		0.26			
N13*	NNE	0.070	8.0		0.31			
N21*	NNE	0.120	2.0					
S11	SSW	0.060	2.00.209	0.25	0.060	0.030	0.020	
S21	SSW	0.110	4.0	0.42	0.100		0.040	
S12	SSW	0.060		0.30	0.072			
S22	SSW	0.110	8.0	0.42	0.100			
S13	SSW	0.060		0.41	0.098		0.080	
S23	SSW	0.110		0.42	0.100			
S11*	SSW	0.060	2.0	0.0	0.27			
S12*	SSW	0.060	4.0		0.29			
S13*	SSW	0.060	8.0		0.28			
S21*	SSW	0.110	2.0					

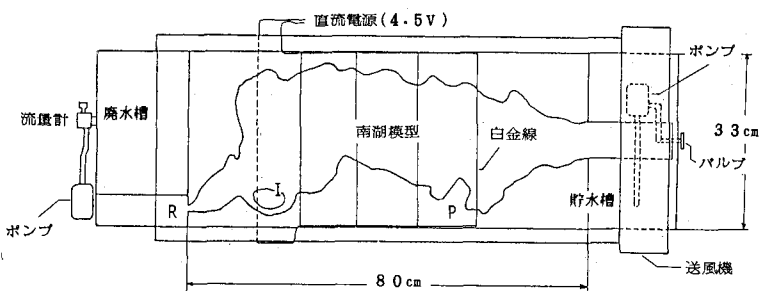


図-1 実験装置(南湖模型) Pは島根県, Rは瀬田川, Iは場島

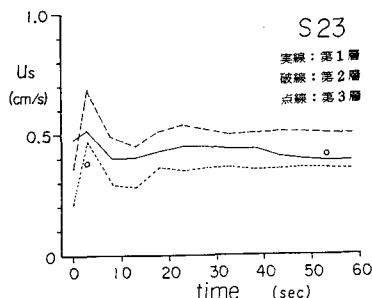
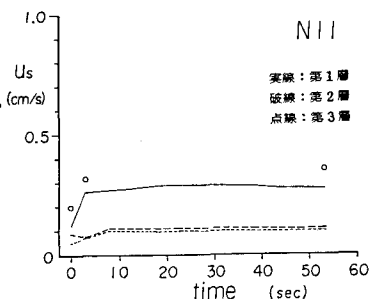


図-2 平均流速の時間変化

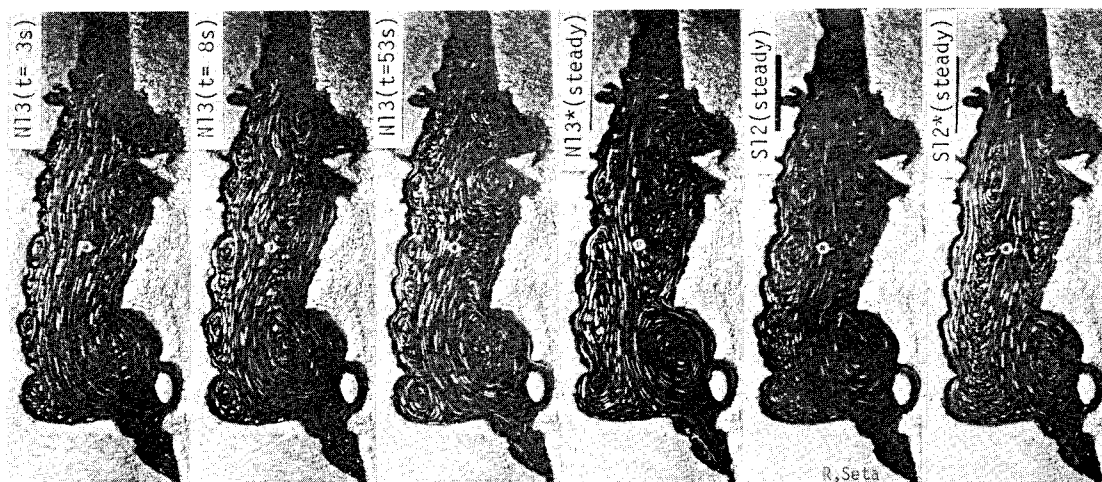


写真-1 N13 の表面流況の時間変化

写真-2 N13*の表面流況

写真-3 S12の表面流況

写真-4 S12*の表面流況

と考えられる。写真-1はN13の流量のみで流れている状態から風の吹送を開始して3, 8, 53秒後の表面流況である。8秒後の流況は53秒後のものとはほぼ同じであり、流れが短時間で定常になることがわかる。湖岸沿いで流れは北流し、西岸沿いに時計回り、東岸に反時計回りの渦が生じている。写真-2はN13*の定常後の表面流況である。写真-1と比較すれば西岸・東岸の渦の大きさが変化しており、南流の流軸は回転のあるN11の方が西に寄っている。写真-1で数多く生じている西岸の渦は、この偏流と湖岸地形により生じたようでもある。似たことがS風の場合にも起った。写真-3,4はS12とS12*の定常な表面流況であるが、南湖の地形性環流として知られる鳥丸半島沖の渦の対岸の渦がS12では弱い。ただし、流軸の偏りはN風の場合ほど顕著ではない。次にN22とS21の内部流況をそれぞれ図-3,4に示す。図-3(N風)では、上層が主に西岸で南流し、上述の偏流(二次流の存在)がわかる。下層では水深の大きいところで北流が生じており、N風時に湖長軸方向の鉛直循環が存在することがわかる。一方、図-4のS風については上層・下層とも浅い東岸のみで北流しており、鉛直循環よりも水平循環が支配的な流況になっている。しかしながら、回転のある場合の内部流況は回転軸の不整にもとづくと思われる水面の極めて微小な傾きによりかなり影響を受けるようであり、ここに挙げた図のみでは十分でない。ただ、対応する非回転実験の結果もあわせて考慮すれば、ここに述べたことは妥当と思われる。

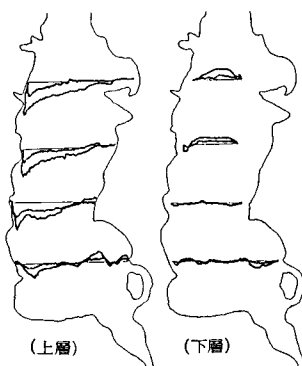


図-3 N22の内部流況

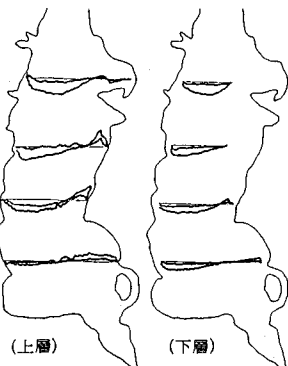


図-4 S21の内部流況

4.まとめ 風と放流の流速を用いた2つのロスビー数 Row , Rod と鉛直エクマン数 Ev により、水平・鉛直寸法と時間を規定する相似則にもとづいて、浅水湖である琵琶湖南湖の湖流実験を行った。模型が浅いためと思われるが見かけエッジが増大し Ev はやや過大、 Row はやや過小となったが基本的には数値解析の結果を説明するような実験結果を得た。これによればコリオリ効果は西岸の渦を变形させるようである。一方、帰帆島沖には、これまでの計算ではあまり明確でない反時計回りの渦が常に現れるなど相違点も見出された。また、実験風が分佈風であったことにも言及していない。今後は、実験上も重要であると思われる地形勾配の効果を検討する予定である。