

湖山池において海陸風が支配的な場で 発生する内部波に関する研究

STUDY ON THE INTERNAL WAVES CAUSED BY LAND AND SEA BREEZE IN LAKE KOYAMA

矢島 啓¹・石黒 潤²・Jörg IMBERGER³
Hiroshi YAJIMA, Jun ISHIGURO and Jörg IMBERGER

¹正会員 博(工) 鳥取大学助教授 工学部土木工学科 (〒680-8552 鳥取市湖山町南4-101)

²学生会員 鳥取大学大学院 工学研究科土木工学専攻 (〒680-8552 鳥取市湖山町南4-101)

³非会員 PhD 西オーストラリア大学教授 Centre for Water Research
(35 Stirling Highway, Crawley, Western Australia, Australia 6009)

The field observation conducted in the summer of 2000 at Lake Koyama showed that there were some types of internal waves. In this study we simulated those data using ELCOM which is a three-dimensional hydrodynamics model developed by CWR, the University of Western Australia. The results of simulations showed that there were three types of internal waves. The first one is an internal seiche generated after the stop of a sea breeze, the second one is an internal seiche after the stop of a land breeze and the final one is an internal Kelvin wave after the stop of a sea breeze. It is also cleared that in the water body of the lake these waves interacts each other and this causes the complicated distribution of water temperature and flow structures under the condition of land and sea breeze.

Key Words : Lake Koyama, land and sea breeze, internal seiche, internal Kelvin wave, ELCOM.

1. はじめに

湖山池は鳥取県の東部に位置し、池と呼ばれているものの中では日本最大級である。その規模は、東西4km, 南北2.5km, 水表面積6.8km², 平均水深2.8m, 最大水深6.5m, 貯水量1900万m³である。また、湖山池は湖山川を通じて日本海とつながっており、年間の塩素イオン濃度が100~300ppmの低塩性汽水湖である。通常夏期には、湖山川に設置された水門は閉められており、池内への海水流入はない。

この湖を対象として、2000年夏季に行なった観測において、水温躍層に大きな変動があり、それらが24時間周期の日変動ではない周期を持っていることを見出し、さらに詳細な検討の必要はあるものの、湖山池においては、夏季に穏やかな天候が続き、海陸風が支配的な流れ場では、内部静振や内部ケルビン波といった広義の内部波が発生している可能性があることを示した¹⁾。内部波は、これまで海洋を中心にして注目されており、湖沼を対象とした観測例は少ない。国内における観測例としては、中禅寺湖(水表面積12.1km², 平均水深94.7m)²⁾、小川原湖(水表面積62.3km², 平均水深11.2m)³⁾、宍道湖(水表面積80.3km², 平均水深4.5m)⁴⁾を対象としたものがあるが、湖山池のような小スケールの湖における回転

性の内部波の観測例はなかった。小さな湖における内部波の発生は、流体内部でのエネルギーの伝達や消散に大きな影響を与え、湖内の水温や流れの構造を複雑なものにする。さらには、底層付近に発生する貧酸素水塊の輸送、そして、湖内の水産資源にも影響を及ぼす可能性がある。そこで、本研究では、西オーストラリア大学 Centre for Water Research (CWR) で開発された3次元湖沼水理計算モデルELCOM (Estuary and Lake Computer Model) を利用し、2000年夏季に観測された湖山池における内部波の構造を明らかにする。

2. 数値計算モデルELCOMの湖山池への適応に関する検討

(1) ELCOMの概要

ELCOMは湖沼における流れや水温などの水理諸量を予測するための静水圧近似を用いた3次元数値計算モデルである。鉛直混合や乱流拡散現象には、乱流輸送エネルギー(TKE)と熱エネルギーの保存則に基づいた積分型乱流モデルが適用され、計算グリッドのカラム毎に、水面から順次下方へとTKEの収支計算を行なっている⁵⁾。一方、渦動粘性係数や渦動拡散係数は0を標準としている。モデルの詳細はホームページ上に公開され、ユーザーガイドやサイエンスマニュアルを入手することができる⁶⁾。

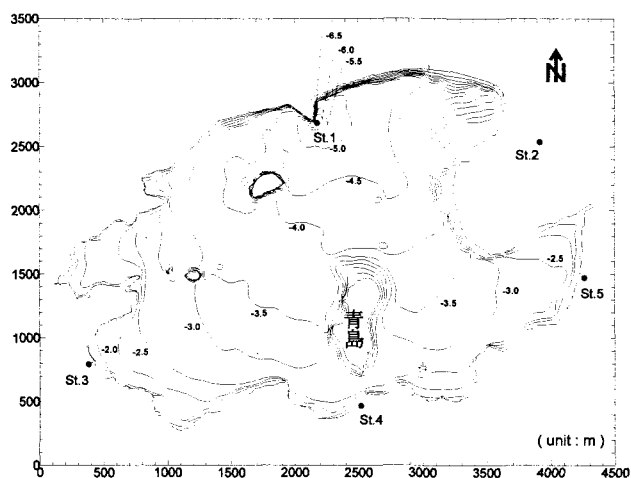


図-1 湖山池の水深分布 (基準: TP)

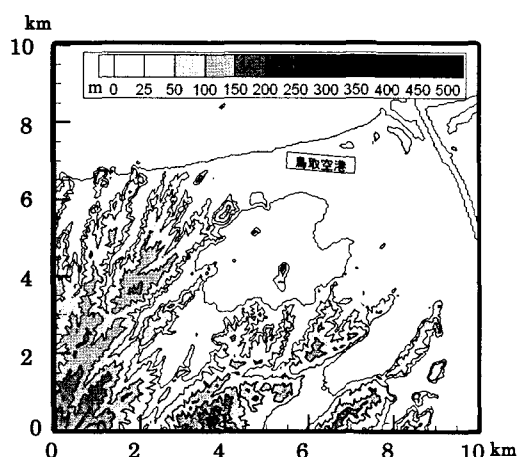


図-2 湖山池周辺の標高マップ

(2) 数値計算による観測データの再現対象期間

湖山池の水深分布は図-1に示すようであり、最深部は池の中央最北部に位置し、その近辺においては急になる窪地状になっている。2000年夏季に、この最深部 St. 1 に設置したサーミスターチェーンにより、6月29日から7月8日の間に内部波を含むとみられる複雑な水温変動が観測されている。そこで、この期間を対象として ELCOM を用いた水温の再現計算を行なう。

(3) 数値計算に用いる気象データと計算条件の概要

数値計算に用いる気象データと観測地点は表-1に示すとおりである。データの計測時間間隔は、雲量は3時間、それ以外は1時間以内であるが、計算に用いるデータとしては、1時間毎のものを補間や平均操作を適宜施し作成した。

数値計算の1メッシュは100m×100mとし、東西方向に43グリッド、南北方向に30グリッドとした。また、鉛直方向については、100mメッシュ毎の平均水深データを作成した後、最深部の湖底から0.5m、0.45m、0.4m、0.35m、0.30m、0.25m×2層、0.2m×16層(=5.7m)の計23層に分割した。

表-1 数値計算に用いる気象データ

気象項目	観測機器	観測地点
気温・湿度	Onset社製 HOBO pro8	St. 1
日射量	Kipp&Zonen社 製PCM-03A	St. 2
気圧・雲量	—	鳥取地方気象台: 湖山池の東約3km
風向風速	—	鳥取空港: 湖山池の北約1km

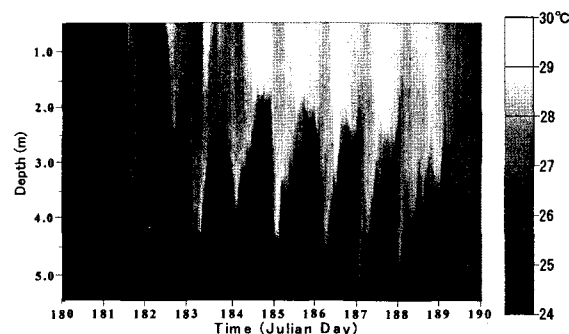


図-3 現地観測によるSt. 1の水温変化
(横軸はユリウス日であり、180が6月29日あたる)

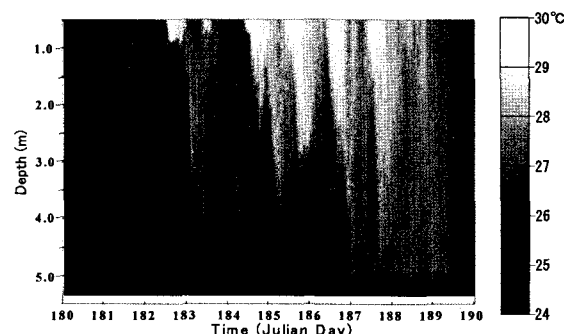


図-4 ELCOMの再現計算によるSt. 1の水温変化

計算時間間隔は1分とし、計算開始の6月29日0時の初期値として用いるデータは、観測結果を参考にして、全層で水温24.8℃、塩分200ppmとした。また、観測で得られた流速データはないため、すべての領域でゼロとして計算を開始した。この他、観測期間中は、日本海からの海水流入はなく、塩分は湖内全層で一定であったため、塩分変化の計算は行なわなかった。また、観測期間中、降雨は観測されなかったため、湖山池への流入河川の影響は計算に考慮しなかった。

(4) 数値計算に用いる湖上風の検討

数値計算に用いる風向風速データの精度は、流れの計算に大きな影響を与える。そこで、2000年8月2日以降に St. 3、St. 4、St. 5 の3地点に設置した風向風速計のデータ及び8月中数回湖上で行なった船舶による移動観測で得られたデータをもとに、鳥取空港における風向風速データを湖山池における値に変換する方法について検討を行う。

まず、図-2に示す湖山池の周囲の地形状況を見ると、湖山池は東側を除き周りを数100mまでの小高い山々に囲

まれている。そのため、風向は場所によりその影響を受けている可能性がある。そこで、空港の風向とSt. 3～St. 5の風向を比較した結果、空港の風向を基準にして、St. 3では平均+38.2°の偏差、St. 4では平均+73.5°の偏差、St. 5では平均-3.9°の偏差をもつことが分かった。また、湖上風(5日間の湖内全域にわたる12箇所における欠測を除いた50個の観測データ)の風向の偏差は平均+15.2°であった。このように場所により、空港の風向とSt. 3、St. 4及び湖山池周辺の風向とのばらつきはあるが、St. 5及び湖内における風向は、周辺地形の影響が減少し、周囲が開けている空港の風向に比較的近い値となっている。そこで、風向に関しては空港の観測値を補正せずに湖山池に適応するものとした。

次に、風速について検討を行なう。北風の場合、海岸線に接する空港を通過した風は、その後、陸上を流れ湖山池に侵入する。そのため、空港の風速は、湖上より大きいと考えられる。南風の場合、湖上を吹送した後、地上部を流れ空港に達する。そのため、空港での風速は、湖上風より小さい可能性がある。東及び西風の場合、湖山池の東部が地形的に開けており、また、湖の東西方向の吹送距離は長いので、湖上と空港の風速は近いと考えられる。そのため、湖山池の湖上風速の推定には、主に南北風に対して空港のデータを補正する必要があると考えた。そこで、空港と湖上における風速との関係を明らかにするために、真北から±30°の方向から吹く風(ケースN)と、真南から±30°の方向から吹く風(ケースS)について比較した。その結果、ケースNでは湖上風は空港風速の約0.69倍、ケースSでは約0.88倍となることが分かった。これをもとに風速の観測高度を対数測から補正し、ケースNの場合は、N成分の風速を0.77倍、ケースSの場合は、S成分の風速を1.03倍し、東西方向の風速成分は補正しないことにした。

(5) ELCOMを用いた再現計算結果

数値計算を行なうにあたって、気象に関するデータ以外のパラメータとして、水中での短波放射エネルギーの消費係数がある。これについては、湖山池の透明度とシミュレーション結果をみながら決定した。最終的には、最深部St. 1の水温について、図-3の観測結果に対し、図-4の再現計算結果を得た。夏期に好天が続いたため、図-3、図-4において、日射や海陸風が支配的な風況の規則的な日周変動に対応した水温の日周変動特性を示している。また、再現計算において、観測でみられた水温躍層の特徴的な変動が良く再現できているのが分かる。しかし、水深3m以下については、観測による水温の方が低く、表層付近では、逆に観測による水温の方が高いという結果になった。エネルギー収支という観点からは、短波放射エネルギーのデータしかないため結果の妥当性について検討を行なうことができないが、現段階では、これは、計算において風向を一様としているため、吹送流が実際

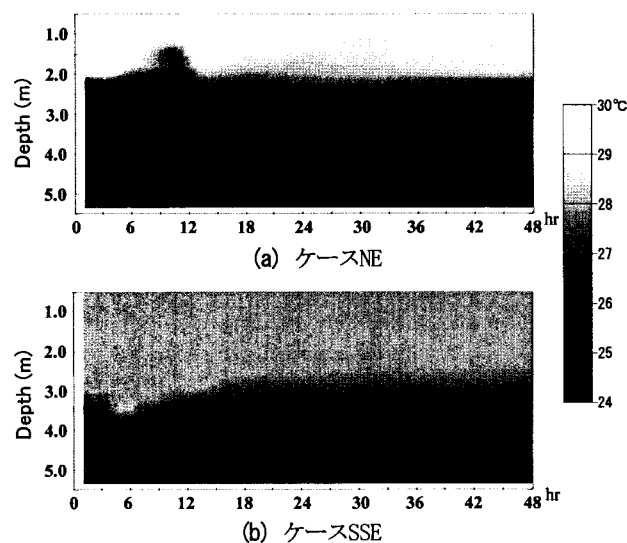


図-5 単純化モデルにおけるSt. 1の水温変化

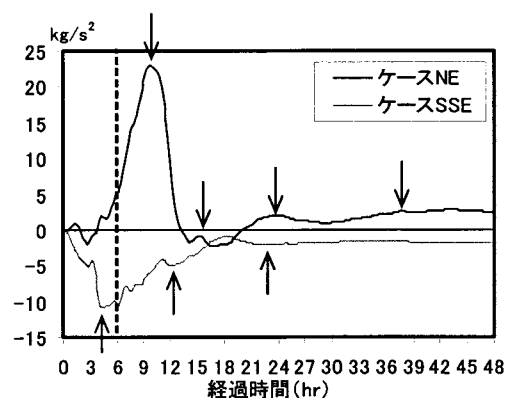


図-6 ポテンシャルエネルギーの時間変化

より大きく発達し、その結果、表層の熱エネルギーがより下層へと運搬されたことによる影響が大きいと考えられる。今後は、湖上風の詳細な検討を行なう必要がある。

3. 単純化した成層場における内部波の検討

(1) 単純化した成層場の設定

2000年の観測結果の再現計算では、時々刻々変化する風速場に応じた流れ場となっている。そのため、その複雑な構造の本質を把握するのは容易でない。そこで、観測における湖山池の成層状況を参考に、単純化した成層モデルを作成し、成層形成時に海陸風が支配的な場合の流動構造を考察する。なお、検討は次に示す2ケース行なう。ただし、数値計算において、水表面における熱収支の計算は行なわず、48時間分の計算を行なった。

ケースNE：水温躍層を水深2mに設定し、上層の水温を29°C、下層の水温を25°Cとする。その条件下で、海風が卓越する風速場を再現するため、風速3m/sの北東風を初期の6時間与え、その後、風を停止させる。

ケースSSE：湖山池の水温躍層を水深3mに設定し、上層の水温を28°C、下層の水温を25°Cとする。その条件下で、陸風が卓越する風速場を再現するため、風速3m/sの南南

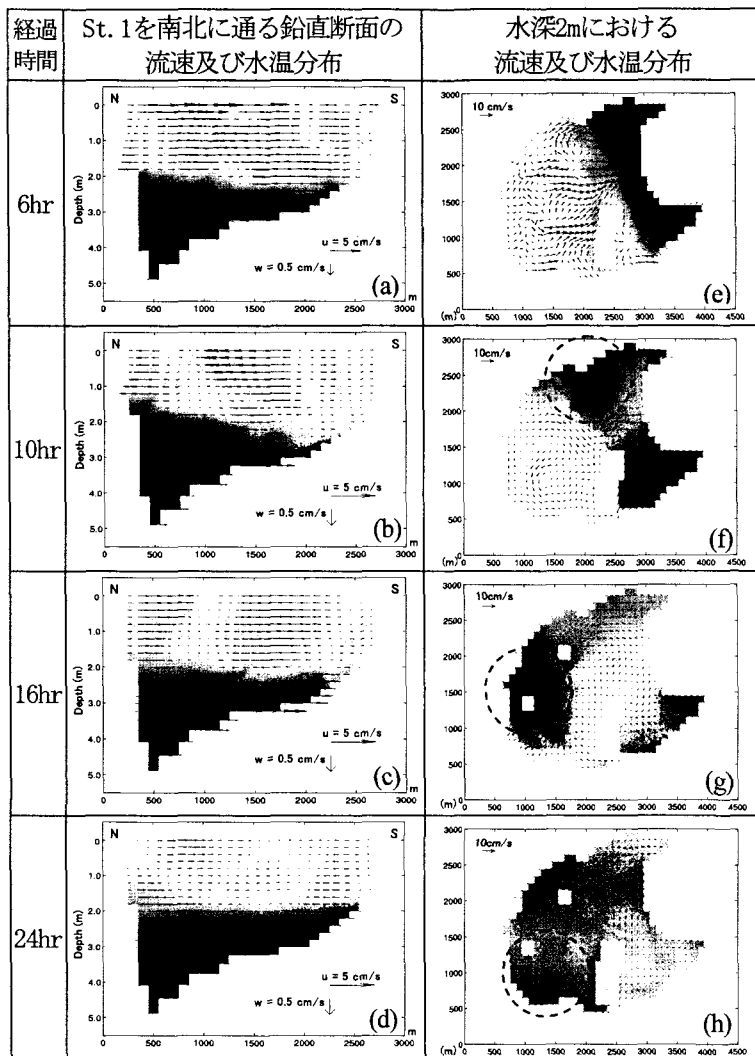


図-7 単純化モデルのケースNEにおける流速・水温分布

東の風を初期の6時間与え、その後、風を停止させる。

(2) 成層場の水温とポテンシャルエネルギーの変化

計算より得られた最深部St. 1の水温分布を図-5に示す。この図より、初期の風が吹いている間は、風下側の水面の上昇に伴い、湖内北部にあるSt. 1における水温躍層界面の位置は、ケースNE(海風)の場合は上昇し、ケースSSE(陸風)の場合は下降している。また、ケースNEの場合は、風を停止させてからも上昇が続いていたが、ケースSSEの場合は風が停止した時が一番下降していた。それぞれ約24時間経過すると、水温躍層界面は安定していた。

また、計算開始時を基準にしたポテンシャルエネルギーPEの時間変化を図-6に示す。この図では躍層界面の変動の影響が明確に現れており、ケースNEでは風の停止後3時間以上経過した9.7hrに最大値を示し、その後、15.3hr、24.0hr、37.8hrに極大値を示した(図中矢印参照)。また、ケースSSEの場合は、4.5hr後に最小値を示し、その後、12.2hr、22.3hrに極小値を示した(図中矢印参照)。ただし、極値の判断には微小な変化によるものは除いた。

(3) 海風停止に伴う流れと内部波の発生

図-7(a)～(d)に示すSt. 1を通る南北方向の鉛直断面でみると、風が吹いている間は、水深2mの水温躍層を境にして上層と下層とでは、流れの回転方向が反対の鉛直循環流が形成されている。この循環流は、風の停止後、水面のセットアップが戻るのに伴い北東方向への流れが発生し、複雑な流速の鉛直構造を形成していた。

躍層界面の動きに着目すると、風が吹き始めると界面は水面とは逆方向に徐々に傾斜し、風が止んでもこの傾斜は戻らず、風の停止後約4時間経過して躍層界面の傾斜が一番大きくなった(図-7(b))。また、躍層界面は常に波打ち、内部波を形成していた。風の停止後は、内部静振と考えられる内部波が発生していた。次に、水深2mの水平面について着目する。風が吹き始めてから徐々に、北東部周辺に下層の低水温層が上昇し(図-7(e))、風の停止後は、下降している。この時、上昇した北東部の低水温塊は反時計回りの内部ケルビン波と考えられる水平循環流となっていた(図-7(f)～(h))。

(4) 陸風停止に伴う内部波の発生

風が吹き始めると、水深3mの水温躍層を境に上下層

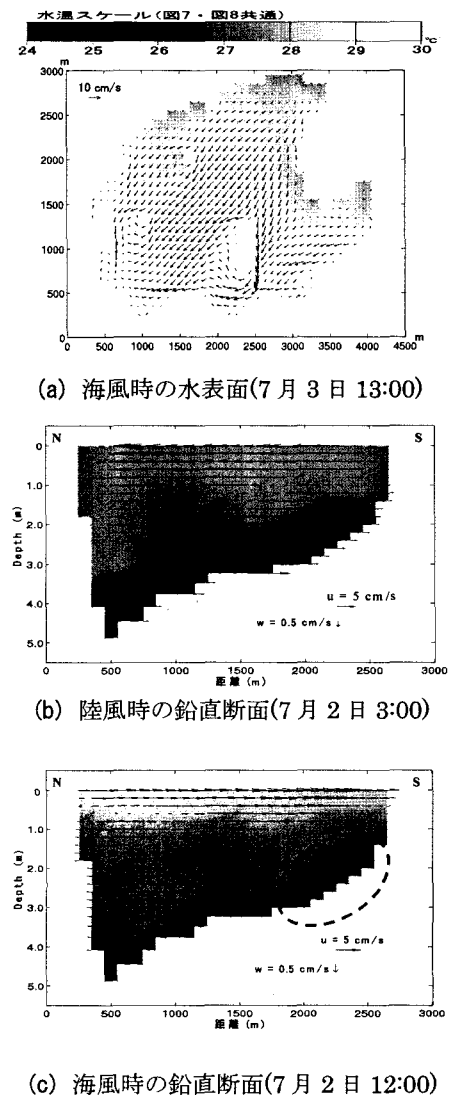


図-8 再現計算における水温及び流速分布の例

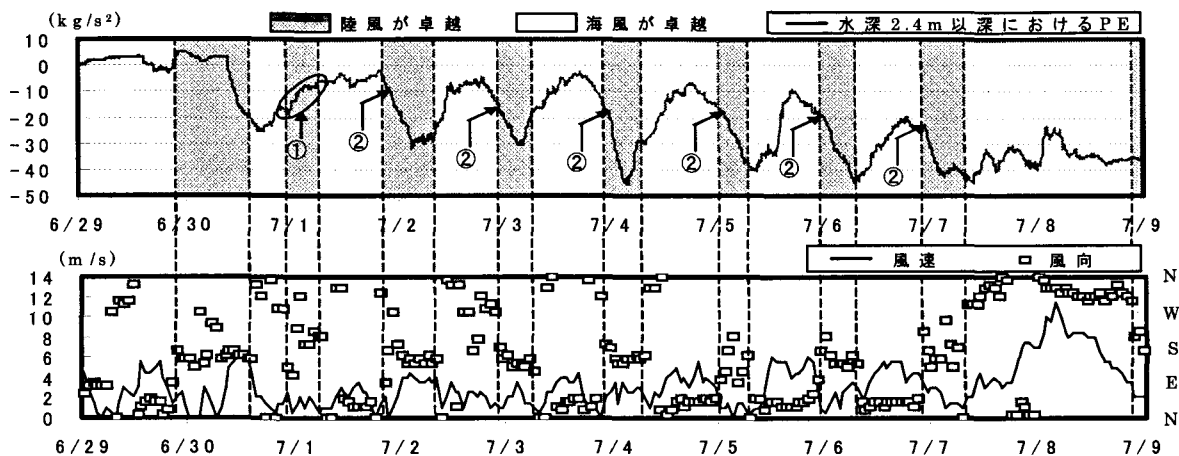


図-9 最深部におけるポテンシャルエネルギーと鳥取空港における風向風速データの比較

表-2 成層状態とロスビーの内部変形半径

上層 水温 t_1 (°C)	下層 水温 t_2 (°C)	上層 水深 h_1 (m)	下層 水深 h_2 (m)	C_i (m/s)	湖の スケール L (km)	T_i (hr)	λ_i (m)	参 照 ケース
29	25	2.0	3.6	0.12	2.5	11.8	1410	NE
28	25	3.0	2.6	0.11	1.5	7.9	1261	SSE
29	25	3.0	2.6	0.07	1.5	6.8	1467	—

で回転方向が反対の鉛直循環流が形成され、躍層界面は波打ち、内部波が発生していた。また、上層の陸風に伴う吹送流は、湖山池北岸の最深部付近に達すると、湖底に向かって深く潜り込み、この時に大きな内部波が発生していた。また、風の吹いている間は、躍層界面は徐々に水面とは逆方向に傾斜し、風の停止時である6時間後の躍層界面の傾斜が一番大きかった。その後、界面は水平位置に戻り、内部静振が発生した。

(5) 内部波の特性

湖の規模が小さくなるとコリオリの働きが顕著でなくなる。そこで、内部波に対する地球の自転の影響を調べるために、ロスビーの内部変形半径 $\lambda_i = C_i / f$ (ここで、 C_i : 内部波速、 f : コリオリパラメータで $8.365 \times 10^{-5} / \text{s}$) を検討する。

先に検討した単純化した成層場の条件をもとに算定すると表-2のようになる。 λ_i は最大1.4km程度となり、吹送距離の長い海風時(NE風)のあとには、内部ケルビン波が存在する可能性がある。また、内部静振の基本振動周期 $T_i (=L/C_i)$ として、12時間程度と8時間程度の2種類が生じる可能性があること分かる。

ここで、図-6による考察で示したように、ケースNEでは風の停止時を基準に、9.3hr、18.0hr、31.8hrにピークが生じ、ケースSSEでは、風の停止時を基準に、6.2hr、16.3hrにピークが生じている。9.3hr、6.2hrという時間は、表-2に示した周期より若干短い、これらが、海風や陸風の停止後に発生する内部静振に対応しているものと考えられる。

4. 2000年夏季の観測時に海陸風が湖山池の水理特性に与えた影響に関する検討

(1) 海陸風の変化による湖内の流れと水温分布への影響

2. で検討した再現計算結果より、図-8(a)に示すように日中温められた表層水は、北からの海風によって湖山池南側に集められることが分かる。また、夜間から明け方にかけては、南からの陸風による吹送流で南側の暖かい水塊が再び北側に運ばれている。このように、海陸風が湖山池内の水温の水平分布に大きく影響していることが分かった。この陸風による北岸への上層の流れは、図-8(b)に示すように、北部の湖岸付近で約4mまで湖底に向かって深く潜り込み、南側へと反転した流れとなる。また、日中は、海風により表層水は南側に流れ、陸風時の北岸と同様な潜り込みがあるが、水深が浅いことと水温差が夜間より大きく密度差があるため、図-8(c)に示すように、水深約2m付近で流れの反転がみられる。また、この時、図中点線で囲った湖山池南岸へと夜間上昇した低水温塊はまだ湖底部付近に残っている。このように湖山池においては、海陸風の影響で、空間的に複雑な水温構造を形成しており、これらの密度差に伴う流れも生じていると考えられる。

(2) 海陸風が最深部の水温分布の変動に与える影響

海陸風が最深部における水温分布に与える影響調べるための指標として、観測で得られた水温から求めたPE(6月29日0時を基準)を用いた検討を行なう。ただし、水表面における熱交換に伴うPE変化の影響を抑えるため、水深2.4m以深におけるPEを求めた。また、風との関係を見るために鳥取空港における風向風速と合わせものを図-9に示す。図中、陸風が卓越している時を濃いハッチング、海風が卓越している時を薄いハッチングを施した。

図-9からわかるように、PEの日変動は次のようになっている。まず、南からの陸風が卓越すると、水温躍層は風下側で下降し、風上側で上昇するため、風上側に位置

表-3 FFT解析によるスペクトルのピーク周期

解析対象 期 間	解析 データ	第1 ピーク (hr)	第2 ピーク (hr)	第3 ピーク (hr)
7月1～3日	観測	20.6	8.5	—
	計算	48.0	12.0	7.6
7月2～4日	観測	24.1	13.1	8.0
	計算	48.1	14.4	8.0
7月3～5日	観測	28.9	12.0	6.9
	計算	72.2	12.0	7.6
7月4～6日	観測	24.1	12.0	7.2
	計算	24.1	11.1	6.3

する最深部におけるPEは減少する。次に、陸風が止み次第に北からの海風が卓越するため、水温躍層は陸風が卓越していた時とは逆の傾斜を生じ、その結果PEは増える。

さらに図-9を詳しくみると、6月30日の午後10時から7月1日午前6時までの間(図中①)、陸風が卓越しているにもかかわらず、PEが増えている。これは、海風が止むと、単純化モデルのケースNEでみられた内部ケルビン波による水平循環流が発生したためであった。他の日は、海風停止後にPEが減少しており、①のような現象はみられない。これは、水温成層の形成後、上下層の水温差が大きくなる、あるいは躍層の位置が深くなり成層強度が大きくなると、内部波速が速くなり、内部変形半径が大きくなるため、内部ケルビン波が発生しにくくなるからであると考えられる(表-2参照)。また、海風が卓越するとPEは増加し、風が弱まるとPEも減少し始めるが、図中②に示すように、その後、陸風が卓越し始めると、PEの減少の割合が増加することが分かる。

(3) 最深部における水温分布の変動特性

湖山池における水温分布の変動周期を調べるために、Antenucci⁷⁾と同様に、水温データではなく、St. 1におけるPEをもとに、hammingテーパーを適用後、FFT解析を行なった⁸⁾。このとき、風向風速などの気象条件の日々の変化による変動周期の変化を抑えるために、海陸風が安定している7月1日から6日のデータを1日ずつ移動させながら、3日間を1つの時系列データとして解析に用いた。また、データは観測値だけでなく、ELCOMを用いた数値計算による結果も用いた。FFT解析によって得られたスペクトルのピーク周期を表-3に示す。これより、第1ピークの値は、観測と計算では異なるが、およそ1日単位の周期を示している。また、それより短い周期のピークは、12時間と7.5時間程度の2種類の存在している。これは、単純化した成層場のモデルで検討したように、海陸風の交替に伴う、内部静振に対応した水温の変動を表していると考えられる。

5. おわりに

湖山池において成層形成時に海陸風が卓越したときに

発生する内部波に関する検討を行なった。単純化した成層モデルを用いた検討から、海陸風が支配的な流れの構造やそれぞれの風の停止後に発生する内部波を明らかにした。特に、海風の停止後には、流れ方向の湖山池のスケールが比較的大きいため、内部ケルビン波による反時計回りの水平循環流が生じやすいことが明らかとなった。

また、観測データや再現計算から算出されたポテンシャルエネルギーを用いた検討から、内部ケルビン波の発生や海陸風の交代に伴う内部静振の振動周期が確認された。ただし、実際には、これら3種類の内部波(海風停止に伴う内部静振、陸風停止に伴う内部静振、内部ケルビン波)が相互に作用し、湖山池内の複雑な水理構造を形成していた。さらに、日射と風向の変化は湖山池内の水温分布の空間的な非一様性を増大させ、それらはまた、密度差に伴う流れをもたらしている可能性があることを明らかとした。

以上、本研究によって、湖山池に生じる内部波の基本的な性質を明らかにすることができた。今後は、湖山池における風向風速場の分布状況を考慮した湖山池の流れ場の構造を解明していく予定である。

謝辞：ここで使用した空港における風向風速データは、鳥取地方気象台鳥取空港分室より提供して頂いた。また、本研究を進めるにあたり、鳥取県環境学術研究振興事業及び日本学術振興会特定国派遣研究者事業の補助を受けた。ここに記して謝意を表する。

参考文献

- 1) 矢島啓・檜谷治・道上正規・清水孝則：湖山池における成層時の内部波と流れに関する現地観測，水工学論文集，第44巻，pp. 1001-1006，2002.
- 2) 村岡浩爾・平田健正：中禅寺湖の内部波，水理講演会論文集，第27巻，pp. 179-184，1983.
- 3) 西田修三・佐野俊幸：小川原湖の内部流動と混合現象に関する現地観測，水工学論文集，第45巻，pp. 1159-1164，2001.
- 4) 黒川岳司・五道仁実・福岡捷二ら：宍道湖における湖内流動と水質変化の特徴，土木学会中国支部，第53回研究発表会，pp. 225-226，2001.
- 5) 道奥康治：閉鎖性水域の環境水工学の歩みと展望，2002年度(第38回)水工学に関する夏期研修会講義集Aコース，pp. (A-6-)10-12，2002.
- 6) <http://www2.cwr.uwa.edu.au/~ttfadmin/model/elcom/index.html>
- 7) Antenucci, J.P. and Imberger, J.: Seasonal evolution of the basin-scale internal wave field in a large stratified lake, Limnol. Oceanogr. 45(7), pp. 1621-1638, 2000.
- 8) 見延庄士郎：大気・海洋データ解析入門(pdf)，<http://www.ep.sci.hokudai.ac.jp/~minobe/>，2000.

(2003. 10. 1受付)