

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

FIELD MEASUREMENT OF INTERNAL WAVES AND
FLOW PATTERN UNDER STRATIFIED CONDITONS IN LAKE KOYAMA

矢島 啓¹・檜谷 治²・道上 正規³・清水 孝則⁴

Hiroshi YAJIMA, Osamu HINOKIDANI, Masanori MICHIE and Takanori SHIMIZU

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

²正会員 工博 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)

³フェロー会員 工博 鳥取大学 学長 (〒680-8550 鳥取市湖山町南4-101)

⁴非会員 工修 国土環境株式会社 (〒550-0002 大阪市西区江戸堀3-2-23)

Water temperature and flow velocity were measured at vertical multi-points by using thermistor chains and electromagnetic current meters in shallow Lake Koyama. The objective of the measurement is to clarify the flow characteristics under stratified conditions. Unexpectedly the variation of water temperature showed the symptom of internal waves. The spectrum analysis of potential energy estimated by the vertical water temperature distribution shows that there exist internal waves. Also velocity profile at each observational point showed that there are very complicated flow pattern under stratified conditions. And it is cleared that the flow pattern is mainly influenced not only by the land and sea breeze but also by the depth of thermocline.

Key Words : Lake Koyama, stratification, internal wave, flow pattern, field measurement.

1. はじめに

1893年頃ノルウェーの観測船に乗船していたナンゼン
は、氷の溶けた純水が表面を覆っている北極海における
船の航行速度に特徴があることから内部波を発見したと
いわれている¹⁾。それから早100年以上が過ぎ、この間、
内部波に関する数多くの調査研究がなされている。海洋
において内部波を生み出す起源には、海面、海中、海底
の3つがあり、海洋の内部では海流の変動、躍層の変化、
各層のシア流の不安定により内部波が発生すると考えら
れるが²⁾、それは湖に対しても同様である。これまでの
湖における内部波の観測は、琵琶湖における大スケール
のものや³⁾、小スケールでも最大水深30m以上ある貯水池
を対象としたものであった⁴⁾。この理由の一つに、内部
波は、サーミスターチェーンを用いた水温の多点同時計
測データを用いて解析されることが多く³⁾⁴⁾⁵⁾⁶⁾、平均水
深が数m以下の浅水湖では上下層に水温差がほとんどな
いため、それが容易でないことが挙げられる。浅水湖を
対象としたものとして、中海(平均水深5.4m)において、
塩分差による強固な密度成層界面における内部波の観測
⁷⁾があげられるが、それほど観測例は多くない。

本研究で対象とした湖山池は、鳥取県東部に位置し、
池と称する中で日本最大級であり、東西4km、南北2.5km、

表面積6.1km²、平均水深2.8m、最大水深6.5m、貯水量
1.9x10⁷m³の規模を有する楕円形をした低塩性汽水湖であ
る。この湖は、湖山川を通じ日本海とつながっているが、
海水の流入は湖山川に設置された水門により制御され、
通常、夏季には海水の流入はない。

この湖において、夏季は日射による水温成層、冬季に
は海水流入に伴う強固な密度成層が観測されており、成
層形成時には、貧酸素域が発生し水質が悪化する現象が
観測されている^{8) 9)}。この湖を対象として、2000年夏季
に、これまでより詳細な観測を実施したところ、水深の
浅い湖山池においても、成層形成時には、内部静振を含
む広義での「内部波」の発生と複雑な流れの構造が認め
られたので、現段階で明らかになった事項について述べ
る。

2. 湖山池と現地観測の概要

(1) 湖山池の概要

湖山池の水深分布は図-1(観測期間中の水位は約TP.
+40cm)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浅くなる窪地状になっ
ている。夏季には、水深4m付近に躍層をもつ最大4℃程
度の水温成層が現れることが過去の観測で明らかになっ

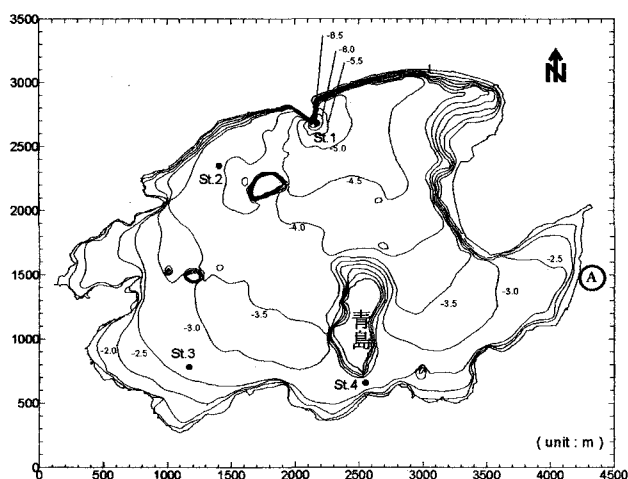


図-1 湖山池の水深分布（基準：TP）

ている⁸⁾。これら湖底形状、成層状況が池内の複雑な流れを生み出す要因となっていると考えられる。また、池内には青島をはじめ5つの島が存在するため、それらも複雑な流れを生じる原因となっていることが予想される。

(2) 現地観測データの概要

観測はサーミスターチェイン（使用機器：onset社 TidbiT）による水温計測を主体に行った。その設置位置は2箇所であり、水深約6.3mのSt. 1では、2000年6月26日～9月4日の間、水底から30cm毎に20層、水深約2.7mのSt. 4では、2000年8月2日～9月1日の間、水底から40cm毎に6層、10分間隔で水温を計測した。また、流向流速及び水温計測（使用機器：アレック電子社ACM8M、鳥取県の観測データ）を、2000年8月2日～9月1日の間、St. 1では水面下1, 2, 4mと水底面から0.5mの4層において、また、St. 2（水深3.9m）、St. 3（水深3.2m）、St. 4においては、水面下1mと水底面上0.5mの位置で10分毎に計測した。ただし、ACM8Mの水温測定精度は0.05℃であるが、TidbiTは0.2℃と粗いので、その解析に注意を要する。また、観測期間を通じ、塩分は場所・時間を問わず一定の約0.2pptであり、降雨は7月25日に約40mm記録した以外は、ほとんど観測されなかった。このため、観測期間中、湖内の水位変動は小さかったと考えられ、8月17日～9月1日に最深部付近で計測した水位データによると、最高・最低水位の差は8.3cmであった。

3. 湖山池における成層状況と内部波の観測

(1) 観測時の気象概況と成層状況

鳥取地方気象台における日最高気温及び鳥取大学における全天日射量（使用機器：Kipp&Zonen社PCM-03A）を図-2に示す。これより、6月末から最高気温が30℃を超え、全天日射量も20MJ/m²を超える暑い日が9月初旬まで続いているのが分かる。また、St. 1とSt. 4のそれぞれの

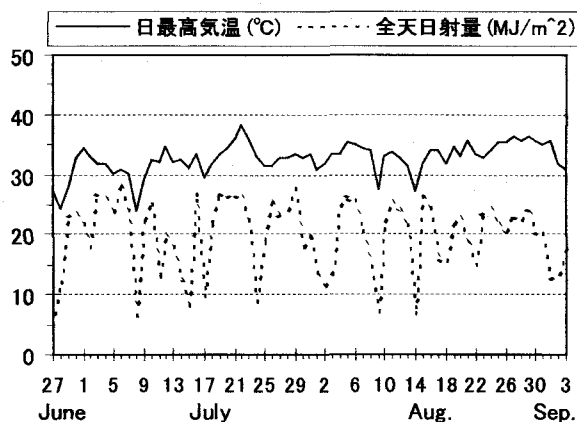


図-2 鳥取における日最高気温と全天日射量

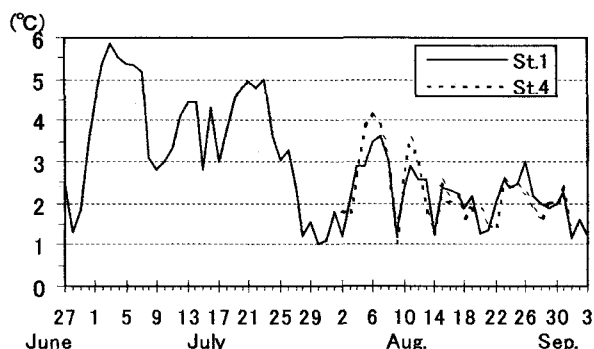


図-3 St. 1及びSt. 4の全層（任意水深）を対象とした日最高・最低水温の較差

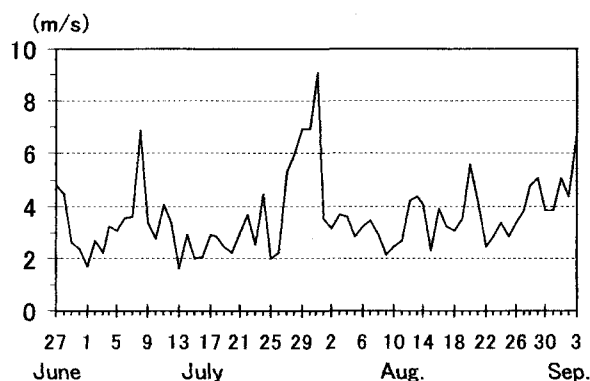
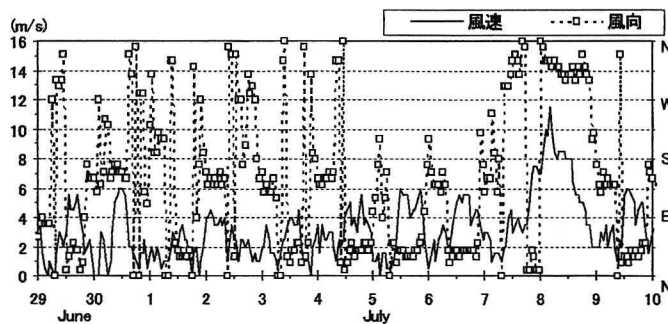
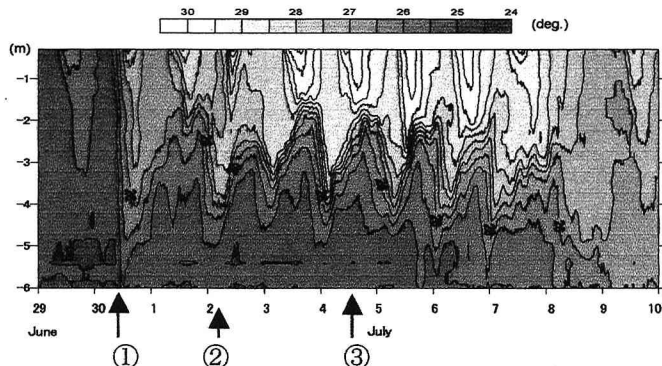


図-4 鳥取空港における日平均風速

地点において観測された、全層（任意水深）を対象とした日最高及び日最低水温の較差を図-3に示す。7月の初旬にはSt. 1で水温較差約6℃まで達し、強い水温成層が形成されていたことが分かる。また、風との関係を見るために、図-4に鳥取空港（湖山池から約1km北に位置）における日平均風速を示す。これらの図より、7月初旬の水温成層は、7月8日の強風により弱まったものの、その後、再び強固な成層が形成されていることが分かる。ただし、7月29日から台風6号の影響を受け風が強くなったため、この水温成層は一旦ほぼ完全に破壊され、湖底まで水温が上昇し、全層一定の水温となった。そのため、8月も気温が高く暑い日が続いたが、その成層強度は7



(a) 鳥取空港の風況



(b) St. 1の水温分布

図-5 鳥取空港の風況及びSt. 1の水温分布

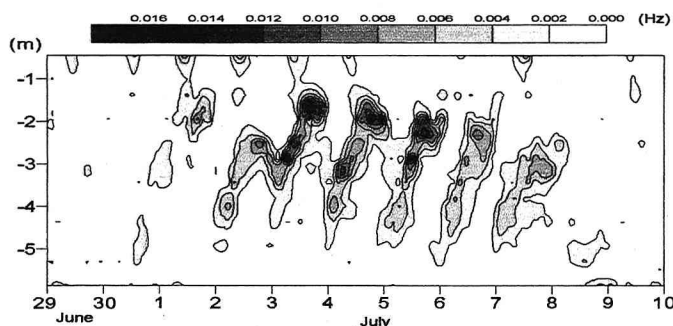


図-6 St. 1におけるブラント・バイサラ振動数の分布

表-1 ロスビーの内部変形半径の計算条件

参考点	h_1 (m)	h_2 (m)	ϵ	C_i (m/s)	λ_i (m)
St. 1	3.0	3.3	0.00175	0.164	1960
St. 4	2.2	0.5	0.00175	0.084	999

月初旬より弱いものとなっている。また、St. 1の水深は、St. 4の倍以上あるが、図-3に示される水温較差に大きな違いがなく、場合によっては、St. 4の較差の方が大きくなることもある。例えば、8月6日においては、St. 1は3.7℃(=31.1-27.4℃)、St. 4は4.1℃(=32.3-28.2℃)となっている。これは、低水温塊がSt. 1の最深部付近からSt. 4へに移流してきているのではないかと推測されるが、結論を出すためには、今後詳細な観測が必要である。

(2) 内部波の観測

内部波は、水深が深く水温成層が形成されやすいSt. 1の躍層界面で発生しやすいことが考えられる。そこで、成層が形成されていた日を中心に水温分布に着目したところ、明確な温度躍層の上下運動が6月29日から7月9日にかけて発生していることが認められた。このときの水温分布を図-5に示す。また、この図には鳥取空港における風向風速も合わせて示した。図-5(a)から、7月1日から6日にかけて最大風速は6m/sと弱く、1日周期の風向変化から海陸風による風(風向は日中NE、夜間SSE)が支配的であることが分かる。このとき、図-5(b)に示されるように、水温は水深2m以浅では日射による明確な日変動を示している。また、それより深いところに表れる26℃の等水温線に着目すると、午後、水深3~2.5mまで上昇し、夜間、水深4m程度まで下降する周期的な運動をしている。これらの水温成層の違いによる密度成層の安定性を調べるために、ブラント・バイサラ振動数 N の分布を調べ図-6に示した。この図より、約26℃の等水温線は温度躍層の水深に位置し、その上下運動とともに水塊の安定域も上下に移動していることが分かる。

ここで、躍層界面の動きと風況との関係性を調べるために、水温分布及び鳥取空港の風速を用いてWedderburn数を算定した。その結果、風速2~6m/sで We 数<1となり、微風でも界面が風上側の水面に達している可能性があることが分かった。そこで再び図-5(b)に注目したところ、次のようなことが分かった。6月30日の正午頃(図中←①)では We <1であり、風下側のSt. 1では界面が湖底付近まで達している。しかしながら、7月2日午前0-4時頃(図中←②)も We <1となっているが、風下側のSt. 1の界面は上昇している。また、7月4日の午後(図中←③)も We <1となっているが、風上側のSt. 1の界面は下降している。このように、低層の低水温塊の動きは、吹送流による界面の変動とは別の機構であり、内部波の影響により水温が変動していると考えられる。

(3) 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ことは知られているが、過去の湖山池を対象とした研究¹⁰⁾によると、湖山池においては、コリオリの影響が湖流にあることが明らかになっている。そこで、まず、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 : 内部波速で式(1)より求められる。 f : コリオリパラメータで $8.365 \times 10^{-5}/s$)を検討する。

$$C_i = \sqrt{\epsilon \cdot g \cdot h_1 \cdot h_2 / (h_1 + h_2)} \quad (1)$$

このとき、St. 1及びSt. 4における観測結果を参考に、上層29℃、下層25℃の2成層状態と表-1に示す条件を設

定すると、 λ_i は最大2km程度となり、湖山池の平均水深2.8mでの最小水平スケール約2kmと等しくなるが、ロスビー数 <1 となる条件が存在し、反時計回りの内部ケルビン波が存在している可能性がある。また、水温分布の変動周期を調べるため、等水温線の位置や一定水深での水温変化を対象とするのではなく、ポテンシャルエネルギーPEの値(6月29日0時を基準)をもとに、スペクトル解析を行う¹⁰⁾。

求められたポテンシャルエネルギーの時間変化を図-7に示す。この図より、躍層の位置が深くなるにつれて、全層の平均密度が小さくなるためポテンシャルエネルギーが低下し、全体的に右下がりの傾向があるが、それを除くと、日変動に近い内部波の鉛直モード1に対応すると考えられる周期が表れていることが分かる。

また、7月1日～6日までのポテンシャルエネルギーの値をもとにスペクトル解析した結果を図-8に示す。これより、周期21.3hr、12.2hr、8.1hrに卓越したスペクトルのピークが表れた。湖山池の平均水深に対応する水平スケールとしては、長軸方向約2.3km、短軸方向約2km、水平回転方向約6.9kmとなり、表-1で求めた内部波速から、湖山池の内部静振の基本振動周期を求めると、長軸方向7.8～15.2hr、短軸方向6.8～13.2hrとなり、回転性内部波の周期は11.7～22.8hrとなる。これらは、ポテンシャルエネルギーの卓越スペクトル周期と一致するが、明確な結論付けをするためには、今後、内部波の進行方向に沿った数地点で、水温の鉛直分布を計測することによって明らかにできるものと考えている。

4. 湖山池における成層状況と流れの観測

(1) 成層形成時の風況

湖山池で一番強固な水温成層ができていた7月初旬には、流速計の設置が行われていなかった。そこで、流速計設置以後に成層が発達し、風況が安定していた8月6・7日を対象に、成層形成時の流れと水温の変動について考察する。

まず、両日の3箇所における風況を図-9に示す。ここで、図-9(b)のお花畑とは、図-1のA地点であり、図-9(c)の青島(風速2m/s以下の感度は悪い)とは青島南対岸の湖岸沿いの地点である。これらの2地点での測定高度は約3mである。図-9(a)の風向から、朝夕2回変化する海陸風が卓越していることが分かる。すなわち、午前9時頃までは南東風の陸風、その後、午後4時頃までは北東風の海風となっている。図-9(b)から、お花畑では、海風のときの風向が北西となっており、空港の風向より

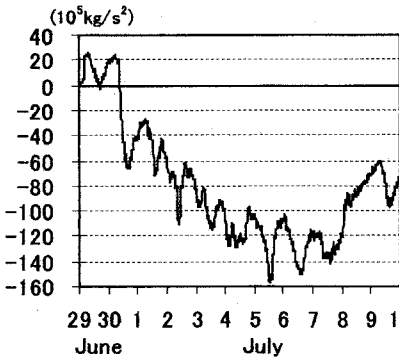


図-7 ポテンシャルエネルギーの時間変化

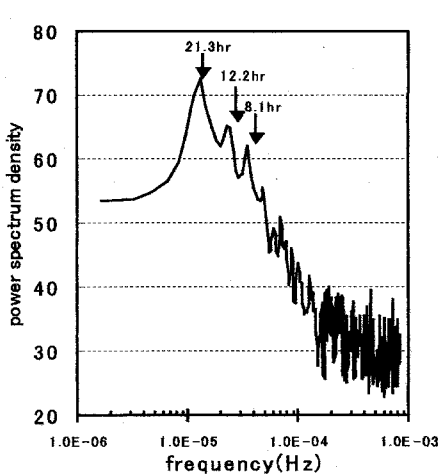


図-8 ポテンシャルエネルギーの変動スペクトル

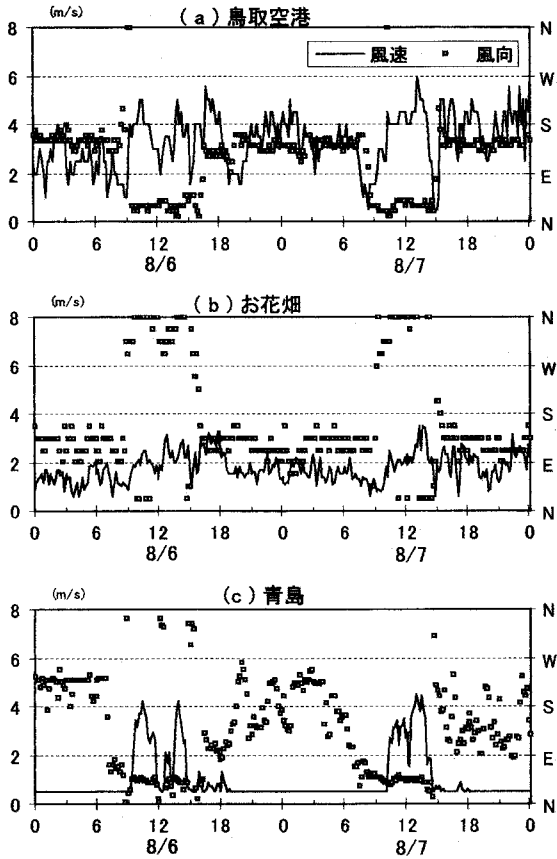


図-9 湖山池周辺における風況(8/6-7)

西へ90°の偏差があることが分かる。また、図-9(c)に示される青島では、その南に小高い山があるため、南風は遮断されてほとんどが吹かず、逆に、北東の海風時に、10m高度で測定した空港と同程度の風速が出ている。これは、北東からの風は池内の青島にあたると、風向を南よりに変化させ、風が収束することによって加速しているものと考えられる。このように、湖山池周辺の起伏にとんだ地形と池内の島が複雑な風況場を作り出し、それが流れに影響を及ぼしていると考えられる。

(2) 成層形成時の水温変動

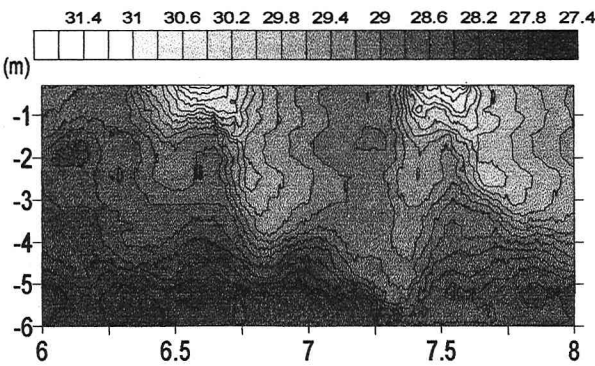
ここでは、成層形成時の水温変動について、風況との関係を見るため、図-10に示すSt. 1及びSt. 4の水温分布について検討を加える。また、海陸風の変化に伴って流れや水温分布も変化することが予想されるため、海陸風の入れ替わりの時間帯を考慮して、0-6時、9-15時、18-24時の3つの時間区分で水温分布を検討する。

結果を表-2にまとめる。これから分かるように、St. 1（最深部）においては、日中2m付近に水温躍層を生じる日射による日変動を示す。また、夜間には、上層の水温が一様化し、水深4.5m付近に成層ができる特徴がある。また、St. 4（青島）では、日中、日射の影響で湖底まで水温が上昇・下降する日変動を示すとともに、下層では早朝、水温が下がる現象がある。これら、St. 1での躍層位置の変化やSt. 4での湖底から水温が下がる現象には、吹送流や内部波の影響があるのではないかと推測される。

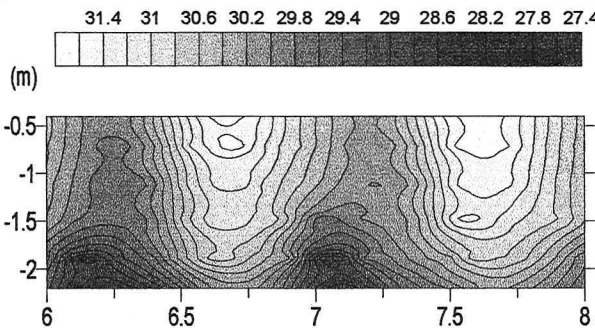
(3) 成層形成時の流れの構造

成層形成時の流れの構造を見るため、先ほどと同様に1日を3つの時間区分に分け、それぞれの時間区分毎にSt. 1からSt. 4の流向流速がどのように変化しているかを調べる。このとき、平均的な場を知るために、時間区分ごとにベクトル平均の流向流速を求めるとともに、空港でのベクトル平均風向風速を求め、合わせて図-11に示した。図中、観測点ごとに表層から1, 2, 3と付した数字で層ごとの流れを区別している。

図-11において、明確な水温成層ができるSt. 1における流況について考察する。流速に着目すると、第3層（水深4m）と第4層（水深5.8m）の流速が第1層・第2層と比較して遅くなる時がある。図-11を図-10(a)と対応させるとよく分かり、成層形成時には躍層界面を境として、上・下層間の対流がなくなり、上層の速い吹送流と下層のゆっくりとした流れの2層化が起こっているからである。また、流向については、海陸風によらず、St. 1において



(a) St. 1における水温分布



(b) St. 4における水温分布

図-10 St. 1及びSt. 4における水温分布 (8/6-7)

は南西方向への流れが支配的であり、海風時に成層化していると、第3層における流向の逆転が起こり（図-11(b), (e)参照）、陸風から海風への変化またはその逆の変化時には、躍層界面の上下動や躍層界面で大きなシアが生じ、密度差とあいまって、内部波を生じる原因となっていると考えられる。

St. 4についてみると、陸風時には第1層は西向き、第2層は東向きであり、海風時にはそれが逆の流れとなる。St. 2, St. 3についてもほぼ同様の傾向があり、湖山池においては海陸風の変化時に大きく流れが変わり、それに伴い大きなシアも生じているものと推測される。

表-2 各観測点における水温変化の時間区分毎の特徴

時間区分 地点	0-6時 (陸風後半期)	9-15時 (海風期)	18-24時 (陸風前半期)
St. 1 (最深部)	水深5m付近に躍層ができるが、それより浅い水深では水温一定か、小さな水温勾配がついている。	日射が強くなるとともに、2mより浅い水深での昇温が始まり、15時頃まで水深2mあたりに水温躍層が発達する。	日射がなくなり、上層（0-2m）の水温は下降し、中層（2-4m）の水温は上昇している。その結果、中層より浅いところでは水温がほぼ一定となり、水深4m程度のところに躍層が生じる。
St. 4 (青島)	水深1.8mより深い水底付近で、低水温塊が上昇または移流してくることによって水温が下がるが、その後もとの水温へと上昇する。	日射とともに、全体の水温が上昇する。15時頃まで、水温は上昇し続ける。	全層の水温が低下し始めるとともに、低水温塊が水底付近から上昇または移流してくることにより下がり始める。

今後、この点についても検討する必要がある。また、湖内最深部付近の低層に貧酸素域が形成される時に内部波が発生するような状況になれば、この水塊は上層へ持ち上げられ、湖全体の水質に影響を及ぼす可能性があるため、内部波が水質へ与える影響についても検討を加える予定である。

謝辞：本研究を実施するにあたり、鳥取県鳥取土木事務所からは貴重な水理データのご提供を頂くとともに、現地観測においてご高配を頂いた。ここに記して謝意を表する。

参考文献

- 1) 富永政英：海洋波動 基礎理論と観測成果，共立出版，pp.528-531，1986.
- 2) 宇野木早苗・久保田雅久：海洋の波と流れの科学，東海大学出版会，1996.
- 3) 遠藤修一・今脇資朗・國西秀明：水温変動からみた琵琶湖の内部波の研究，京都大学防災研究所年報，第22号B-2，pp.601-609，1979.
- 4) 道奥康治・神田徹・石川勝久：貯水池での水温計測に基づく内部波・自然対流の抽出，水工学論文集，第43巻，pp.1049-1054，1999.
- 5) 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.1159-1163，2001.
- 6) 戸塚康則・田中仁・藤田豊・山路弘人・愛川薫・多久和学・沢本正樹：猪苗代湖における内部静振観測，水工学論文集，第45巻，pp.1177-1182，2001.
- 7) 黒川岳司・福岡捷二・日比野忠史・上原浩・鈴木篤：中海における海面振動とそれに伴う流動，水工学論文集，第44巻，pp.999-1004，2000.
- 8) 道上正規・檜谷治・矢島啓：浅い汽水湖における密度成層の破壊特性，水工学論文集，第43巻，pp.1067-1072，1999.
- 9) 矢島啓・道上正規・檜谷治・宇田康弘：浅い汽水湖における密度成層の破壊予測モデル，水工学論文集，第44巻，pp.993-998，2000.
- 10) 檜谷治：河川および浅水湖の3次元流れと平面2次元河床変動に関する研究，京都大学博士論文，pp.114-116，1992.
- 11) 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.

(2001. 10. 1受付)

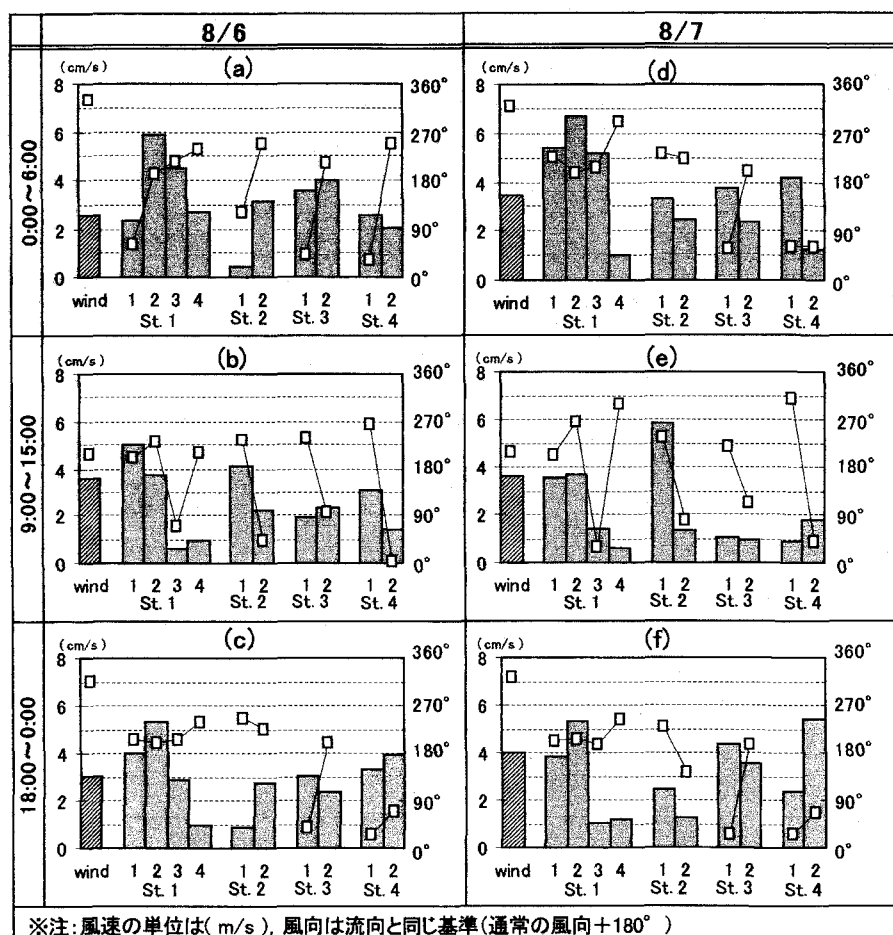


図-11 各観測点における時間区分毎の流向流速
(棒グラフが流速・風速，□が流向・風向である)

5. おわりに

湖山池で観測されたデータをもとに、夏季における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ない周期を持っていることを見出し、今後詳細な観測は必要であるものの、湖山池においては、内部静振や内部ケルビン波が発生している可能性があることを示した。また、定性的ではあるが、これら内部波の発生には、海陸風による流れの変化が水温躍層部に与えるシアの影響が大きいことも示した。これまで、小さなスケールの湖の現象は単純であると思われることも多かったが、この研究を通して、小スケールの湖こそ、様々な現象の影響を強く受け、複雑な流れ場や水温構造が形成されることが明らかになったと考えられる。

以上、湖山池のような浅い湖においても、夏季に日射が強く、風が弱く海陸風が卓越し、成層が発達しているという条件が整えば、内部波が発生する可能性があることが分かった。湖山池では弱い水温成層の躍層界面で内部波が発生するため、その位置や強度は一定ではなく、その変動につれて内部波の性質も変化すると考えられる。