

原 著 [Original article]

テレメータブイによるびわ湖の気象・流況・水質の連続観測

遠藤修一¹⁾・奥村康昭²⁾・藤田浩介¹⁾・河上伸之輔¹⁾・田中順治¹⁾・金沢晴子¹⁾

**Long-term hydrometeorological conditions of Lake Biwa
measured by a telemeter buoy system**

Shuichi ENDOH¹⁾, Yasuaki OKUMURA²⁾, Kosuke FUJITA¹⁾, Shinnosuke KAWAKAMI¹⁾, Junji TANAKA¹⁾ and Seiko KANAZAWA

Abstract

Meteorological and hydrological measurements have been continuously carried out in Lake Biwa using the telemeter buoy system. Our buoy was set up in the southern part of the north basin where the water depth was 70 m. The buoy has sensors of wind speed and direction, atmospheric pressure, temperature and solar radiation on its top, and sensors of water current, electrical conductivity, turbidity and water temperature (8 layers) below the water surface. Observed data were immediately transmitted by e-mail from the buoy to Shiga University using the NTT-DOPA system.

The daily range of atmospheric temperature on the lake was as small as 4.3 °C in annual average compared to 7.3 °C on shore. Wind speed at about 4 m above the lake surface was roughly twice that on shore. Water current velocity was around 5 cm sec⁻¹ in winter, and gradually increased to 15 cm sec⁻¹ in summer due to the development of the geostrophic gyre. The heat budget at the lake surface was strongly controlled by shortwave and longwave radiations, while the heat loss by evaporation is effective from summer to winter. Using the buoy's data, surface evaporation was calculated to be 504 mm yr⁻¹.

Keywords: telemeter buoy system, Lake Biwa, meteorology, hydrology, heat budget

摘 要

びわ湖北湖南部水域（水深 70m）にテレメータブイを設置し、湖上の風向、風速、気温、気圧、全天日射量、および水温（8層）、電気伝導度、濁度、流向流速の連続観測を行った。20分間隔で取得されるデータは、NTT（株）のDOPA方式を使用した電子メールによりリアルタイムで大学まで送信した。2002年11月からの1年間に得られた連続記録を解析した結果、以下のような知見が得られた。

湖上と陸上（南小松）の気温日較差の年平均値はそれぞれ4.3°Cと7.3°Cであった。風速は冬季に大きく、ブイの地点では西よりの風が卓越する。平均風速については、湖上の風は陸上の約2倍という結果

¹⁾ 滋賀大学教育学部 〒520-0862 大津市平津 2-5-1 Faculty of Education, Shiga University, 2-5-1 Hiratsu, Otsu 5200862, Japan

²⁾ 大阪電気通信大学工学部 〒572-8530 寝屋川市初町 18-8 Faculty of Engineering, Osaka Electro-Communication University, 18-8 Hatsumachi, Neyagawa 5728530, Japan
(連絡先 遠藤修一 ✉ endoh@edu.shiga-u.ac.jp)

を示した。湖流については、冬季には 5cm sec^{-1} 以下の弱い流れが多いのに対して、春季や夏季には第二環流の発達により 15cm sec^{-1} を超える北東向きの流れが高頻度に出現した。計算で求めた湖面蒸発量は、夏から冬にかけて大きく、春季にはきわめて少ないという傾向を示し、年間の蒸発量は 504 mm と推定された。湖面における年間の熱収支の計算結果によれば、大まかには日射量と湖面からの逆放射で熱収支が決定づけられているものの、夏季から冬季にかけては潜熱による熱損失が重要である。

キーワード：テレメータブイ、びわ湖、気象観測、水文観測、熱収支

(2010年4月26日受付；2010年7月19日受理)

はじめに

近年の湖沼環境の悪化を防止するために、さまざまなモニタリングの必要性が叫ばれている。湖沼環境モニタリングには、ルーチン観測としての定期的なモニタリングや、自記計測器を利用した連続観測によるモニタリングなどがある。湖沼における諸現象は基本的に場所 (x, y)、深さ (z)、時間 (t) の関数であり、通常の調査においては、これら4次元変数のいずれかまたは複数を固定して行われる。たとえば、艇により複数の地点において水質の鉛直分布を測定する場合については、毎月一回程度の観測が通常であることから時間変動に関する情報が粗いものとなり、場所的な情報を増やすために測点数を密にすれば、一斉観測 (成田ら, 2003) のような特別の場合を除くと観測の同時性の問題が生じる。一方、自記計測器による観測は時間的に連続した情報が得られる反面、場所や深さが限定される。自記計測器は高価なものが多く、多くの測点に計測器を設置することは困難である。いずれにしても、現時点では艇による移動観測と自記連続観測を併用したモニタリングが必要である。

最近の計測技術の発達により、自記計測の方法や精度は飛躍的に向上した。すでに海洋学の分野においては、大規模なテレメータブイによる海況の連続観測が行われている (たとえば、黒田・網谷, 2001)。びわ湖においても、滋賀県や国土交通省が湖上にブイを設置した観測を実施しているようであるが、データはほとんど公開されていない。枝川 (1986) は既設のブイや沖白石に風向風速計を設置し湖上の風を測定した。また、奥村・遠藤 (2003) は自作の気象観測用のブイをびわ湖に設置し、湖上の気象や水温に関する興味ある結果を得ている。本小論では、気象要素に加えて湖流、電気伝導度、濁度、各層水温を連続測定するために比較的軽量で設置・回収の容易なテレメータブイをびわ湖に設置し、得られたデータからびわ湖の気象・水文特性についての新しい知見を得たので

報告する。

観測概要

2002年9月より、びわ湖北湖の近江舞子沖 (北緯 35 度 12 分, 東経 135 度 58.5 分) にテレメータブイを設置し、気象・流況・水質の連続モニタリングを開始した (Fig. 1)。ブイの浮体と各センサはノルウェーの Aanderaa 社

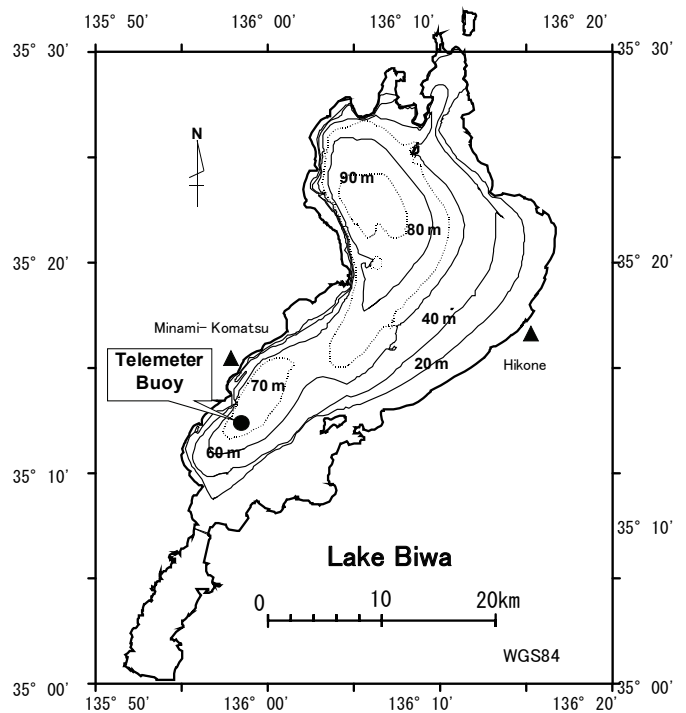


Fig. 1. Map of Lake Biwa showing locations of the buoy (●) and meteorological stations (▲) operated by the Japan Meteorological Agency.

図1. テレメータブイの設置場所 (●) と気象庁アメダス観測点 (▲)

製で、ブイ全体のシステムはアレック電子（株）（当時）によってアレンジされた。データの転送には NTT（株）の通信方式である DOPA を利用した。

Fig. 2 と 3 にブイの概略を示す。測定項目は風向・風

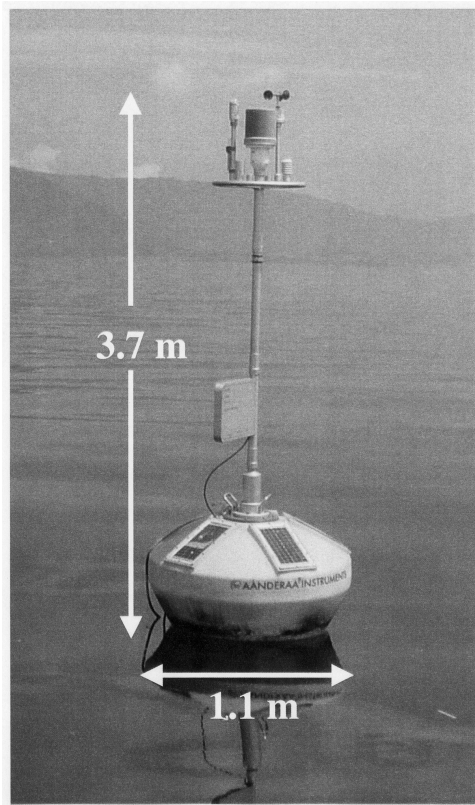


Fig. 2. Photograph of the telemeter buoy.
図 2. テレメータブイの写真

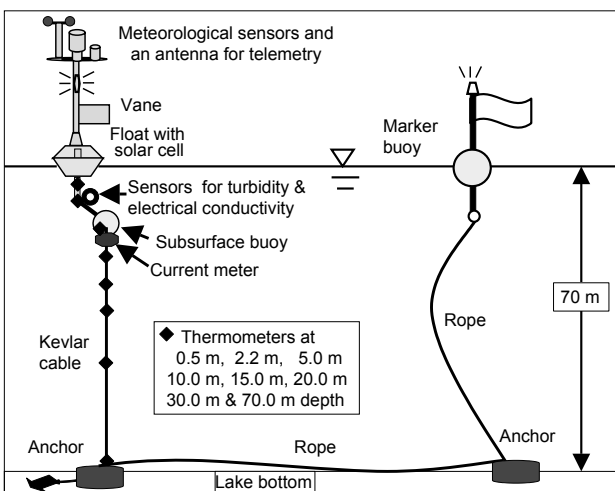


Fig. 3. Schematic picture of the buoy showing positions of sensors.
図 3. テレメータブイの概略と各センサの配置

速、気圧、気温、日射量、表層の濁度と電気伝導度、5 m 深の流向・流速、および 8 層の水温である。ブイの基本となる浮体はポリウレタンフォームが充填された強化プラスチック製で、約 100kg の浮力を有する。ブイの内部には 21Ah の充電式電池と 18 チャンネルのデータロガーが格納され、外壁には 6W の太陽電池が 5 個装備されている。浮体には長さ約 2.5m のポールが取り付けられ、ポールには、全方向式の点滅灯と、ブイの向きを検知するためのベーン（風向板）が取り付けられている。ポールの最上部（水面上約 3.7m）には 3 杯式風速計（測定精度 0.2m sec⁻¹）、サーミスタブリッジ式日射計（測定精度 2mW cm⁻²）、シリコンチップを感知素子とする大気圧センサ（測定精度 0.2hPa）、および白金測温抵抗体を使用した気温センサ（測定精度 0.05℃）が装備されている。

ブイ浮体下方の水中に約 2.5m の鋼鉄製のポールを設け、その先端にカウンターバランスとして 25kg の重りを設置し、風波によるブイの傾きを最小限に抑える工夫をした。水中には深さ 0.5m, 2.2m, 5m, 10m, 15m, 20m, 30m, 70m の 8 層に白金測温抵抗体を用いた水温センサ（測定精度 0.1℃）を設置するとともに、深さ 2.2m に 4 電極式の電気伝導度センサ（測定精度 0.1μS cm⁻¹）と赤外線後方散乱方式の濁度センサ（測定精度 0.1NTU）、および深さ 5m にドップラー式流向流速計（測定精度流速 0.15 cm sec⁻¹、流向 ± 5°）を配備した。これらのセンサはケブラーロープ内に埋め込まれたケーブルによって浮体内部のデータロガーと連結されている。また、水中のセンサを一定の深さに保つために、深さ 5m に中間ブイを設置した。湖底には約 50kg の重りとチェーン付きのダンフォース型アンカーを設置し、係留系の設置回収のために約 100m のグランドロープを用いて標識ブイを設置した。テレメータブイの設置については滋賀県の許可を得た。

電力は浮体に埋設された太陽電池パネルからすべて供給されるので、バッテリーの交換などの作業は不要である。測定は 20 分間隔で、1 時間ごとに電子メールによってデータが転送され、大学研究室のパソコン上で、ほぼリアルタイムのモニタリングが可能である。得られるデータは基本的に 20 分間の平均値であるが、風速については気象庁の陸上のデータと比較を容易にするために 10 分間の平均風速と最大風速を得るように設定した。

ブイを設置したのは 2002 年 9 月であるが、その後しばらくは係留系やセンサのトラブルがあり、また各センサの検定に時間を要したため、本格的なデータが得られ

始めたのは約2ヶ月後の2002年11月からである。その後、ブイからは順調にデータが送信されていたが、2003年11月に漁船による衝突事故のためブイが破損し、データの送信が途絶えた。その後、修理と改善を経てブイを再設置し観測を継続したが、再度の破損事故や漏水などのトラブルが相次ぎ、2007年にブイを撤収し、観測を終えた。したがって、ここでは比較的欠測の少ない2002年11月から2003年10月までの1年間について、取得した記録から気象・流況・水質の特性について述べる。

結果と考察

気温

テレメータブイの設置地点に最も近い気象庁アメダス観測点である南小松のデータとブイの気象データとを比較した。Fig. 4は、ブイおよび南小松における日最高気温と最低気温の月平均値を比較したものである。奥村・遠藤（2003）が指摘したように、湖上では陸上に比べて最高気温は低く、最低気温が高いという特徴を顕著に表しているが、最高気温については春と夏に南小松がやや高くなっているものの、秋や冬には両者に大きな相違は見られない。一方、最低気温は4月と6月以外はブイの方が高い値を示している。この傾向を詳しく見るために、1月と5月におけるブイと南小松における気温変化をそ

れぞれ4日間についてFig. 5に示した。1月には、湖上の気温が陸上の気温よりも高い状態が継続し、日最低気温は湖上の方が明らかに高いが、日最高気温は湖上と陸上でほぼ等しくなっている。5月では、両者に明らかな相違が見られ、一貫して湖上では陸上よりも日最高気温が低く最低気温が高いという特徴を示す。また、日最高気温と日最低気温の出現時刻は湖上の方が陸上よりも最大3時間遅くなっている。

このように、湖上では陸上に比べて明らかに気温変動の幅が小さくなっているため、年間を通してブイと南小松における毎日の気温日較差を比較してみた（Fig. 6）。図より3月から6月までの気温上昇期に両者の日較差は大きな値を示すものの、年間を通して湖上では陸上に比べて明らかに日較差が小さいことがわかる。気温日較差の年間平均値は南小松で7.3℃であるのに対し、湖上では4.3℃であった。

風

ブイにおける風の特徴をみるために、各季節の代表として11月、2月、5月および8月における風向風速の頻度分布を風配図として示したのがFig. 7である。陸上の風との比較のために、同じ月の南小松における風配図を合わせて示す。これをみると、年間を通じて湖上の方が風速は大きく、また静穏（風速1m sec⁻¹未満）の頻度も5月を除くと南小松の方がはるかに高い値を示す。なお、

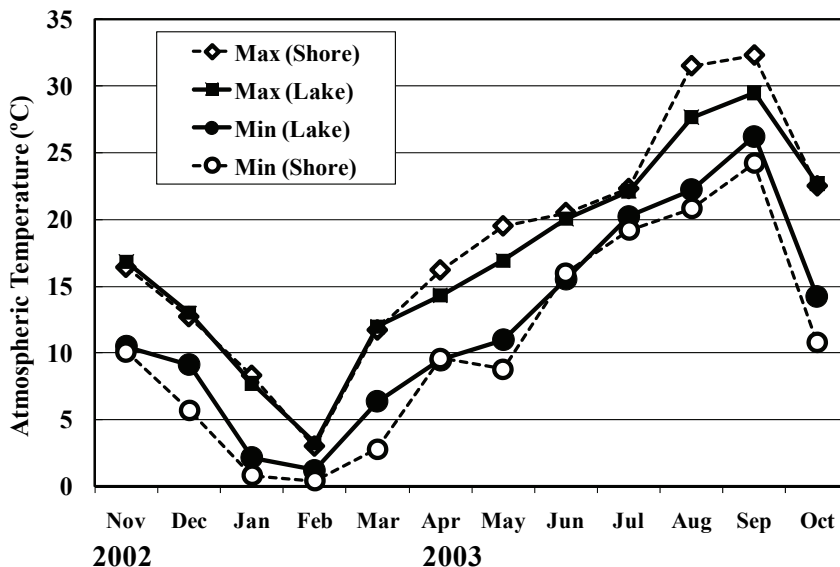


Fig. 4. Comparison of monthly average of daily maximum and minimum atmospheric temperature between the buoy (lake) and Minami-komatsu (shore).

図4. ブイ（湖上）とアメダス南小松（陸上）における日最高・最低気温の月平均値の比較

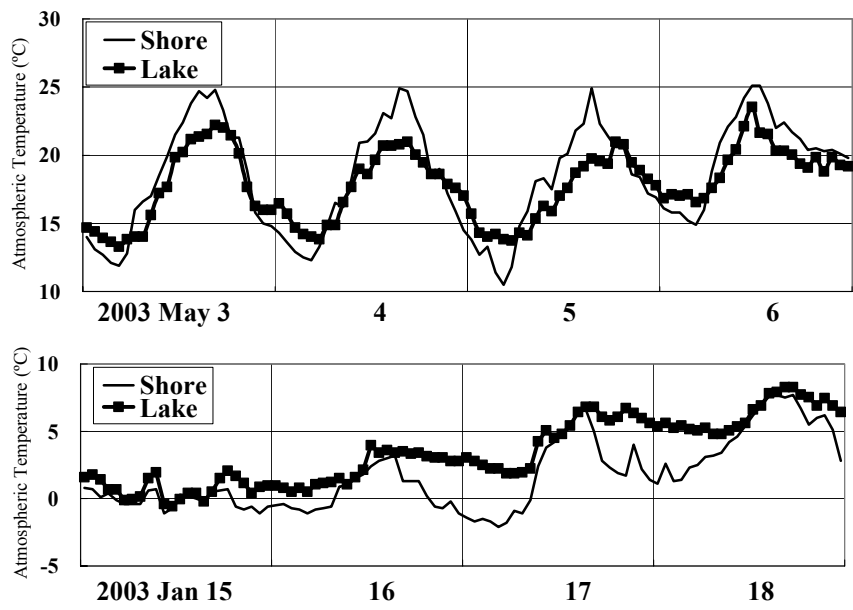


Fig. 5. Comparison of atmospheric temperature between the buoy (lake) and Minami-komatsu (shore). upper: May 2003, lower: January 2003.

図5. ブイ（湖上）とアメダス南小松（陸上）における気温変化（2003年1月と5月）

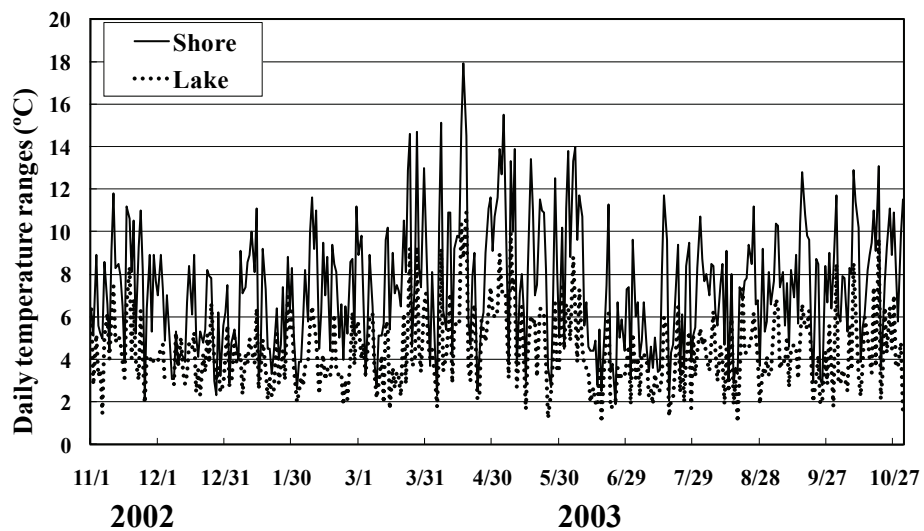


Fig. 6. Comparison of daily temperature ranges between the buoy (lake) and Minami-komatsu (shore).

図6. ブイ（湖上）とアメダス南小松（陸上）における気温日較差の比較

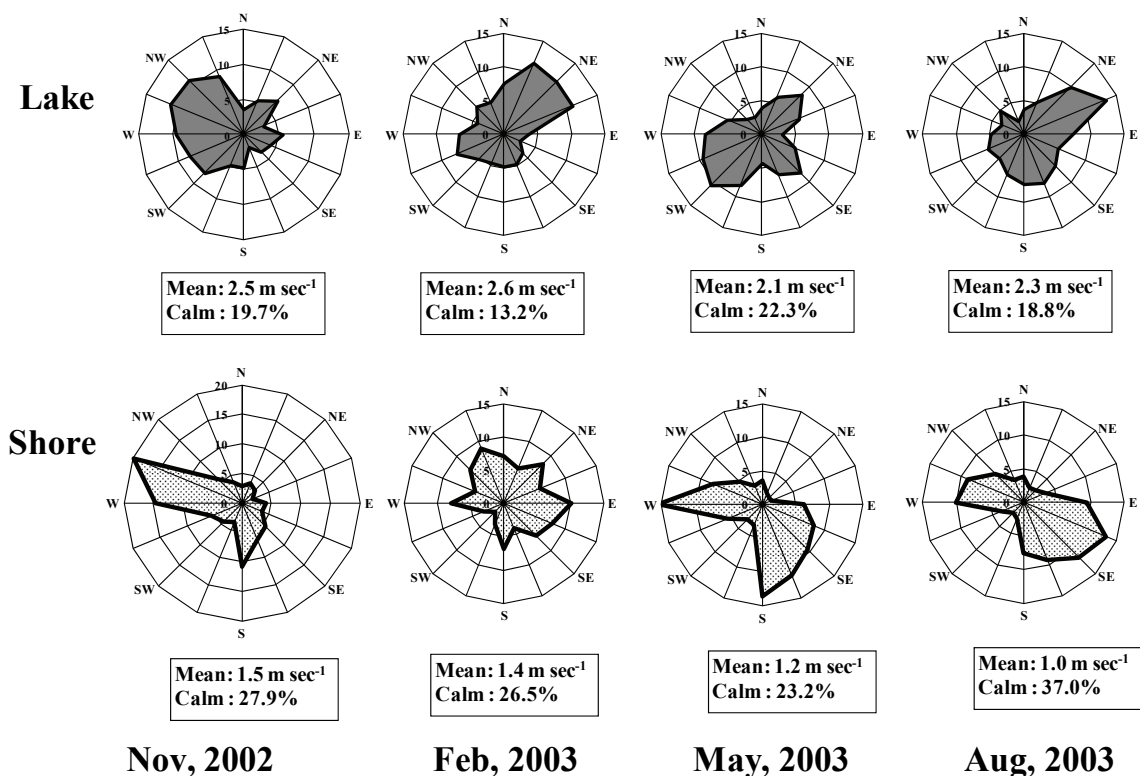


Fig. 7. Wind roses of four seasons at the buoy (lake) and Minami-komatsu (shore).

図7. ブイ（湖上）とアメダス南小松（陸上）における季節ごとの風の頻度分布

南小松の風は地上約6mでの観測値であるが、ここでは特に風の高度補正は行っていない。

季節別の風の特徴についてみると、11月ではブイと南小松に共通して西北西の風が卓越している。図には示していないが、このような西よりの風はいわゆる「比良オロシ」として知られている強風であることが多い。2月、5月、8月に共通してブイでは北東および南西の風が卓越しているが、これはこの付近における湖陸風を捉えたものである（枝川、1986；Endoh et al., 1995；奥村・遠藤、2003）。この湖風に対応する夜間の陸風については、南小松においては、湖岸に垂直な風向が卓越していて、これは湖陸風と比良山地による山谷風との重ね合わされたものと解釈することができる。

Fig. 8は、ブイと南小松における日平均風速を一年間について示したものである。すでに述べたように、ブイにおける風速の方が南小松の風速を大きく上回っている。単純なスカラー平均ではあるが、両者の風速比を求めてみると2.1という数字が得られた。すなわち、この

付近では湖上の風は陸上の風の約2倍の風速を持ち、エネルギー的には4倍の大きさとなっている。この点は以前から指摘されてきたことではあるが、湖上での風の観測例は少なく、また今回のように時間的に連続した観測から得られた事実は貴重なものと言えよう。湖における水収支や熱収支、あるいは湖流や水質などのシミュレーションを行う際に、陸上で観測された風の記録を使用すると、それらの結果が現実を反映しないものになる可能性を指摘しておきたい（Akitomo et al., 2009b）。

その他の気象要素について

ブイにおいて測定された気圧を海面補正して彦根における値と比較したところ、両者には最大で1hPa程度の差しかみられなかった。びわ湖の代表的な風系である湖陸風の原因は陸上と湖上の温度差および気圧傾度によるとされるが、今回の観測ではそれを確かめることはできなかった。全天日射量については、ブイの方が彦根よりもやや大きい傾向がみられ、その比は約1.2であった。

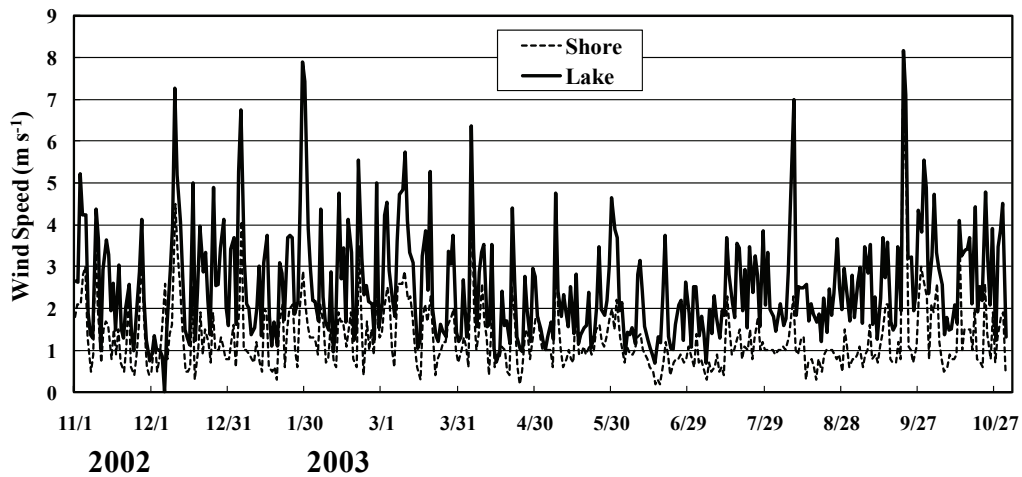


Fig. 8. Comparison of daily mean wind speed between the buoy (lake) and Minami-komatsu (shore).

図8. ブイ（湖上）とアメダス南小松（陸上）における日平均風速の比較

場所的な違いもあろうが、概して湖上の方が日射を強く受けていることは新しい知見である。これらの気象要素については、まだ十分な解析ができていないが、先にも述べたように、湖上の現象を取り扱うときに陸上で測定された気象要素をそのまま使うことの是非を判断する材料となり得ることはたしかである。

水温

2002年11月から2003年10月までの1年間にわたる

各層における水温変化を Fig. 9 に示す。これは20分ごとに得られた水温記録から毎正時の値を求めて表示したものである。これをみると、11月から水温は急速に低下を見せ、1月中旬および下旬の寒波により例年より早く水温は鉛直方向に一樣となった。ブイで記録した最低水温は3月中旬の6.7°Cであった。それ以降、表面水温の上昇に伴い水温成層が発達し、晴天の穏やかな日には表面水温（0.5m層）に2°C程度の日較差が見られるようになる。年間の最高水温は9月3日に記録された29.7°C

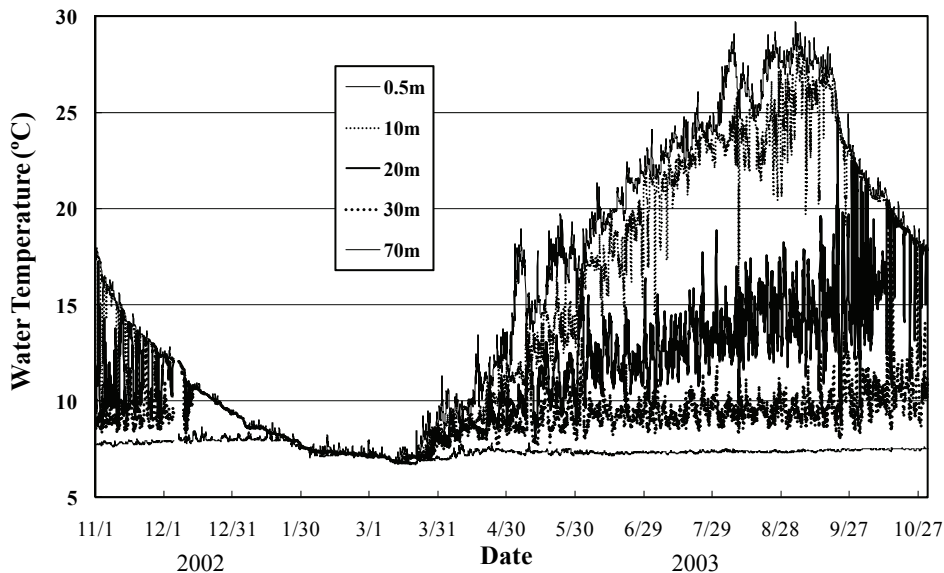


Fig. 9. Time variation in water temperature in eight layers of the lake.

図9. ブイにおける各層の水温変化

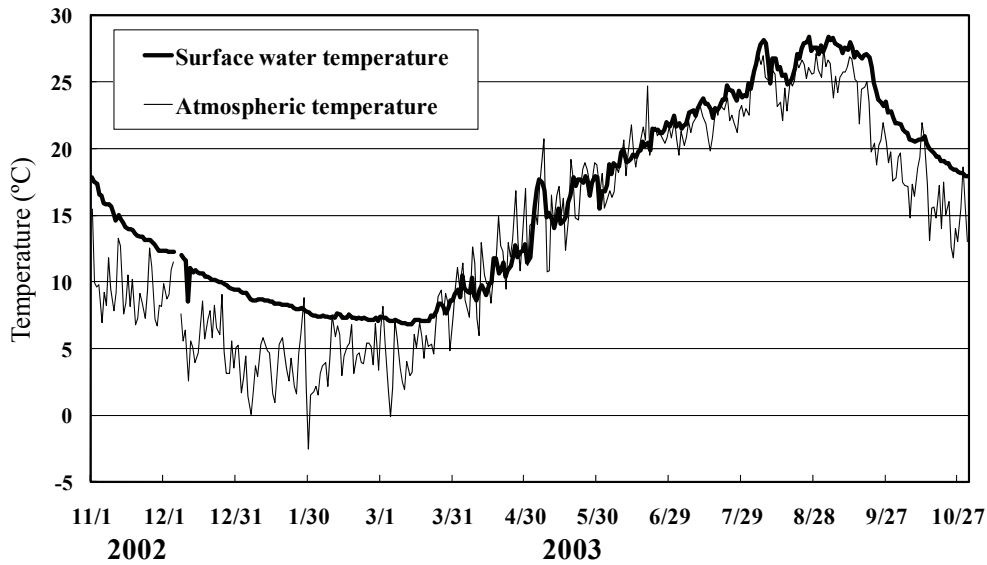


Fig. 10. Time variations in atmospheric temperature and surface water temperature observed at the buoy.

図 10. ブイにおける気温と表面水温との比較

である。成層期の特徴としては、水温躍層付近において内部波に伴う周期的な水温変動がみられることであり、この水域では春季に周期約3日と21時間、夏季に周期約2日と約12時間、秋季に周期約3日と約18時間の変動が卓越する。いずれも前者は基本モードの内部ケルビン波で、後者は内部ポアンカレ波である（遠藤・奥村, 1989）。これらの周期変動は流速記録からも検出された。このような内部波は、例外なく強風の連吹による水温躍層の傾斜を契機として発達する（Endoh et al., 1995）。

次に、ブイにおける表面水温と湖上の気温との関係を見るために、それぞれの日平均値を1年間にわたって示したが Fig. 10 である。奥村・遠藤（2003）も同様の解析を行っているが、欠測期間がかなりあるので、ここでは年間を通じた連続記録から水温と気温の関係について詳しくみてゆく。まず、年間を通して言えることは水温の方が気温よりも高い場合が圧倒的に多いということである。特に、9月から3月までの寒候期にその傾向が著しく、その差は最大で10°Cにも及んでいる。気温が水温を上回るのは4～6月であるが、この期間に常に気温が高いとは言えず、約一週間の周期で気温と水温の関係が逆転している。このような気温－表面水温の関係は後述べる湖面での熱収支を考える上できわめて重要である。すなわち、すでに指摘したように湖上の気温は陸上の気温とはかなり異なっているため、熱収支などの計算においてアメダスなど陸上で観測された気温を使用することは避けるべきである。

なお、びわ湖の蜃気楼は全国的にも注目を集めているので（たとえば、本庄, 2004）、Fig. 10 は年間を通して上位蜃気楼や下位蜃気楼の出現を予測するための基礎資料になろう。

電気伝導度と濁度

電気伝導度計と濁度計は水面下2.2mに設置したために、センサに土壌粒子や藻類が付着することによって異常な測定値を示すケースがみられた。現在ではこれらの付着をワイパーやセルの改良によりある程度防止することが可能であるが、観測当時はこまめにセンサの清掃をする以外に方法がなかった。したがって、電気伝導度と濁度については、連続した値を解析に供することが困難であるが、断片的なデータからでも以下のような変動特性が見いだされた。電気伝導度については年間を通して120～130 $\mu\text{S cm}^{-1}$ （25°C換算値）を示し、それほど大きな変動はみられなかったが、大雨後には値が低下する傾向がある。これは、湖面降雨による希釈効果および増水した河川水によるものと考えられる。なお、電気伝導度の温度補正は、補正係数が温度に依存する Endoh et al. (2008) の方法を用いた。濁度については、主として流入河川水とプランクトンの増減に対応した変動のように見受けられる。特に2003年5月に発生した赤潮プランクトン（ウログレナ）に対応して濁度の増加が観測された。ブイによる観測はリアルタイムのモニタリングであるので、調査艇による赤潮調査のための重要な情報と

なる。2003年のケースでは、結果的に滋賀県による公式な発表の約2日前に赤潮発生を捉えたことになる。

湖流

ブイ直下の深さ5mに流速計を設置して流向・流速の連続記録を得た。Fig.11は日平均流速ベクトルをスティックダイアグラムとして表したものである。また、風との関係を見るためにブイにおける風速を同様にベクトルの時系列で示した。湖流についてみると、冬季(1~3月)には強風が高頻度で出現するにもかかわらず流速はきわめて微弱である。5月中旬から流速は急速に増大し北東向きの安定した流れが形成される。これはこの水域に存在する第二環流の発達を意味している(Endoh, 1986; 遠藤ら, 1987; Endoh and Okumura, 1993; Akitomo et al., 2009a, 2009b)。8月に流れはいったん不安定になるが、その後再び流れは安定し、11月頃まで継続している。

流れのスペクトル解析によれば、卓越するモード(周期変動)として、低・高気圧の通過に伴うと考えられる約7日周期、基本モードの内部ケルビン波による2~3日周期、湖陸風に伴う1日周期、慣性周期である21時間周期、内部ポアンカレ波による12~21時間などが

みられた。なお、内部波の周期は水温成層構造に依存し、夏季に短く、春季と秋季に長くなる(遠藤・奥村, 1989)。

2003年9月15日にブイ付近でヨット転覆事故が発生し、7名が行方不明になる惨事となった(総務省消防庁, 2003)。事故当時のブイの記録をみると、強い北風が吹いていたが、湖水は風に逆らうように 10 cm sec^{-1} 程度の速度で北に向かっていた。事故当時に北風であったことを考慮してか、翌日から沈没現場の南側が重点的に搜索された。その後、搜索が難航する中で、ブイで観測された風と流れのデータが滋賀県警に提供され、行方不明者の早期発見に貢献できたことは陸水学の社会貢献の一例として記しておく。

熱収支と湖面蒸発

ブイによって観測された気象要素と表面水温のデータから、新井(2004)や近藤(1994)にしたがって、湖面における年間の熱収支を計算した。湖面での熱収支は、日射量(短波放射) Q_s 、有効逆放射(長波放射) Q_b 、顕熱輸送 Q_c 、潜熱輸送 Q_e 、および貯熱量の変化 Q_G の和である。これを、熱収支式で表すと、

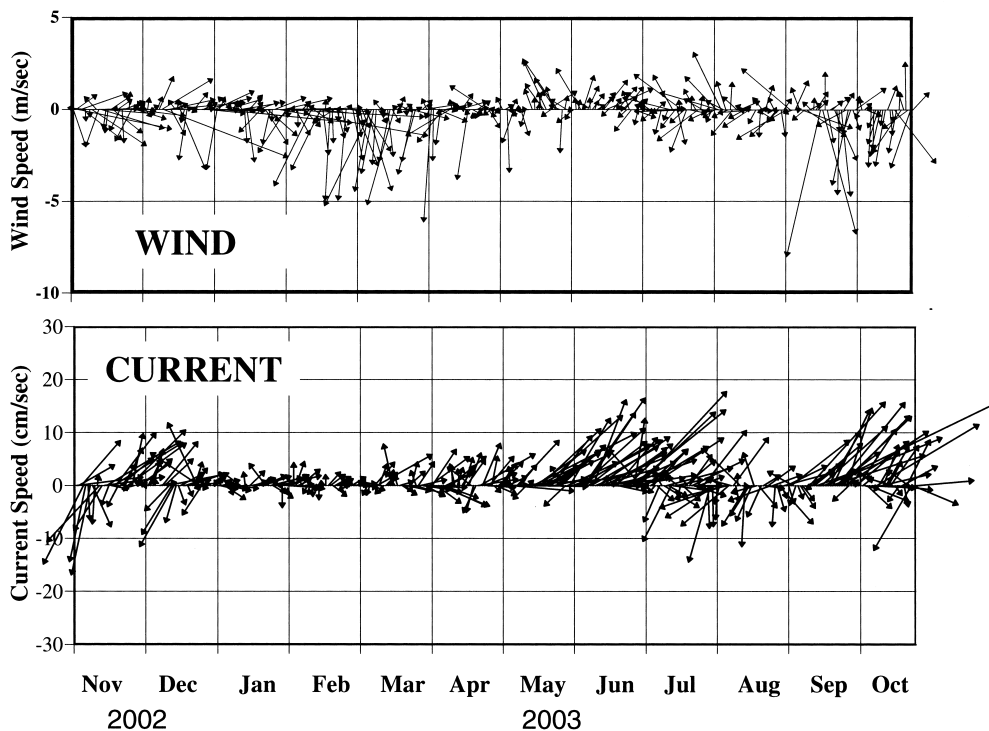


Fig. 11. Time series of daily averaged vectors of wind and current.

図 11. ブイにおける日平均風速と日平均流速の変化

$$Q_S + Q_B + Q_C + Q_E + Q_G = 0$$

$$\rho_a = 1.293(P/1013)/(1+0.00367T_a)$$

となる。 Q_C と Q_E についてバルク法を用いると、これらは以下の式により値を求めることができる。すなわち、

$$Q_S = I(1 - a)$$

$$q = \lambda e / (P - (1 - \lambda)e) \approx \lambda e / P$$

$$Q_B = \varepsilon \sigma \{T_s^4 - T_a^4(\alpha + \beta \sqrt{e_a})\}(1 - cn^2) + 4\varepsilon \sigma T_a^3(T_s - T_a)$$

と表わされるので、 q_s と q_a はそれぞれ e_s と e_a を用いて求めることができる。ただし、 e_s は湖面水温における大気の飽和蒸気圧 (hPa) で、 $\lambda = 0.622$ (乾湿計定数) である。

$$Q_C = c_p \cdot \rho_a \cdot C_D \cdot u (T_s - T_a)$$

$$Q_E = \rho_a \cdot L \cdot C_D \cdot u (q_s - q_a)$$

ここで、 I : 日射量 ($\text{MJ m}^{-2} \text{day}^{-1}$), a : アルビード (0.06), ε : 黒体率 (0.96), σ : ステファン・ボルツマン定数 ($5.67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$), T_s : 湖面水温 ($^{\circ}\text{K}$), T_a : 気温 ($^{\circ}\text{K}$), α : 定数 (0.51), β : 定数 (0.066), e_a : 大気の水蒸気圧 (hPa), c : 緯度による係数 (北緯 35° では 0.65), n : 雲量 (0 ~ 1), c_p : 大気の定圧比熱 ($1006 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$), ρ_a : 大気の密度 (kg m^{-3}), C_D : バルク係数 (0.0013), u : 風速 (m sec^{-1}), L : 蒸発の潜熱 ($2.54 \times 10^6 \text{ J kg}^{-1}$), q_s : 湖面水温における大気の飽和比湿 (kg kg^{-1}), および q_a : 比湿 (kg kg^{-1}) である。なお、大気の密度 ρ_a は気圧 P (hPa) と気温 T_a に依存するので、

これらの式に、プイで観測された日射量 (I), 湖面水温 (T_s), 気温 (T_a), 風速 (u), 気圧 (P) を代入すれば、湖面における熱収支を求めることができる。プイには湿度計が設置されていないので、大気の水蒸気圧 e_a は、彦根における相対湿度と気温から求めた。また、 Q_B を求めるための雲量 n についても彦根における観測値を用いた。なお、湖面蒸発量は Q_E / L により計算することができる。

Fig.12 がその結果を示したもので、大まかには短波放射 (日射量) と長波放射 (逆放射) の差 (有効放射量) で熱収支が決定づけられているものの、夏季から冬季にかけては蒸発に伴う潜熱損失が重要である。気温と水温の差による熱対流に伴う顕熱については各月ともに小さな値しか示さなかった。したがって、水温変化の原因を安易に気温変化に求めるような考察は明らかに誤りであ

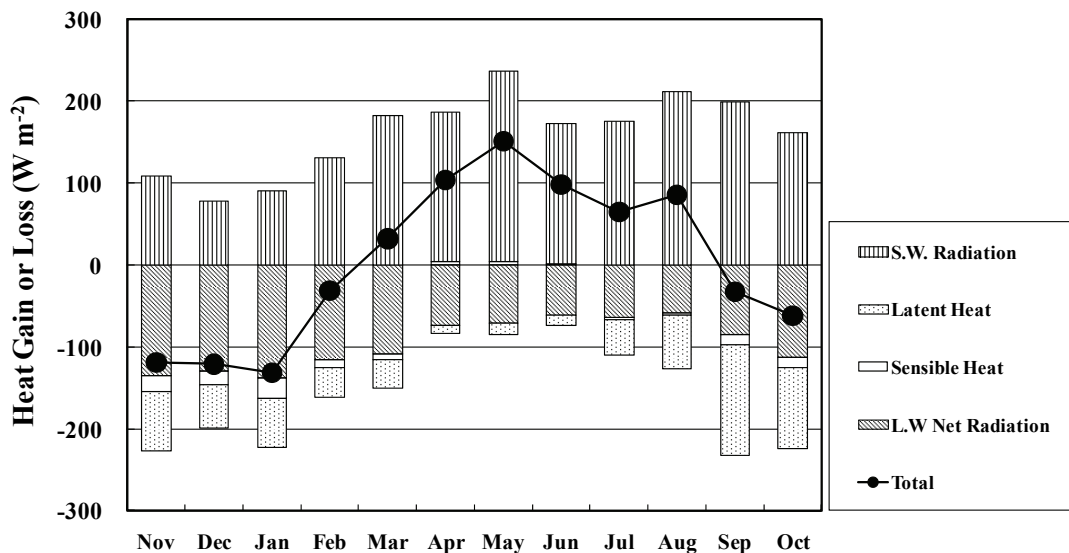


Fig. 12. Calculation of monthly heat budgets at the lake surface.

図 12. 湖面における月ごとの熱収支

るといえよう。

Fig.13 は、ブイにおける各層の水温データから各月における貯熱量を求めたものである。熱収支の計算結果と貯熱量の季節変化を比較するとおおむね良い一致が得られた。これは、湖内の移流による正味の熱輸送が小さいことを示唆している。伊藤・岡本（1974）は北湖においては同様の傾向を報告しているが、南湖については北湖との湖水交流により、計算値と実測値に大きな差が生じることを指摘している。

Fig. 14 は、毎日の湖面蒸発量を1年間について表したものである。これをみると、夏から冬にかけて蒸発が盛んで、春季にはきわめて少ないという傾向が読みとれる。すなわち、先に述べた気温と水温の比較（Fig. 10）からみて、春季には気温と水温がほぼ同じになることから湖面蒸発量が少なくなることが容易に理解される。年間の湖面蒸発量 504 mm をびわ湖全域に適用すれば、水量として $3.4 \times 10^8 \text{ m}^3$ と推定される。これは湖面降水量 $12 \times 10^8 \text{ m}^3$ の約 28% で、びわ湖からの年間流出量 50

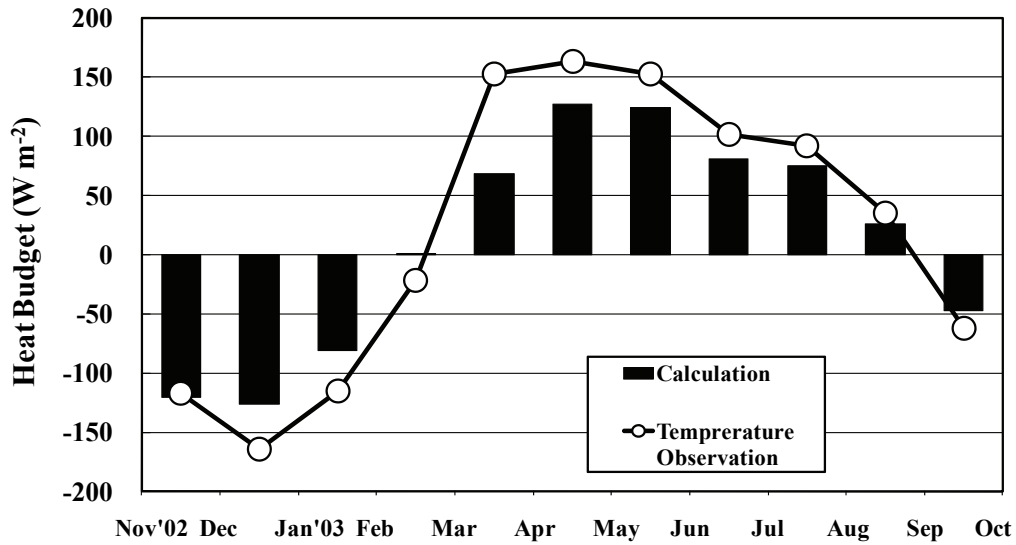


Fig. 13. Comparison of heat budget between calculations and temperature observations.

図 13. 計算によって求めた熱収支と水温データから得られた貯熱量変化の比較

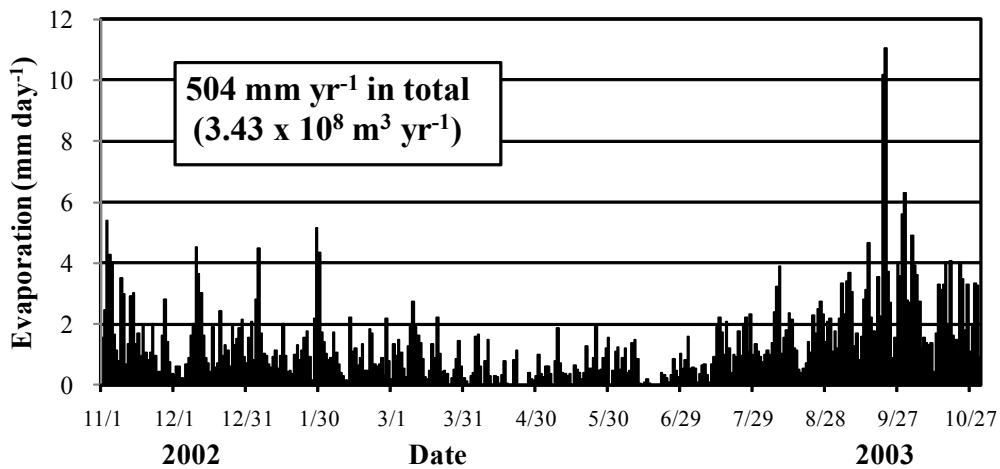


Fig. 14. Estimation of daily evaporation.

図 14. 湖面における日蒸発量の推算

× 10⁸ m³ の約 7% に相当する (Endoh, 2002)。伊藤・岡本 (1974) は 1968 ~ 1970 年の 3 年間の平均値として年間蒸発量を 766mm と推定しているが、今回得られた値はこれよりもかなり小さくなっている。池淵ら (1988) は、実測とシミュレーションにより、1966 年から 1985 年までのびわ湖の年間蒸発量が 450 ~ 772mm の範囲にあり、その年の日射量と風速が蒸発量に影響していることを報告している。今回、504mm という小さな値が得られたのは、2003 年の年降水量が 1926mm (平年値 1620mm) と多く、日射量が 11.2 MJ m⁻² (平年値 13.1 MJ m⁻²) と少ない年であったことが主な原因であろう。

従来の熱収支や蒸発量の推定では陸上での観測値を用いるものが多かったのに対し、今回の計算では湖上で観測された日射量、気温、風速の値を使用したことから推定の精度が向上したと考えられる。アメダスでは日射量の観測を行っていないため、彦根地方気象台での日射量の値を計算に用いると、先に述べたようにブイでの日射量は彦根の約 1.2 倍であるから、短波放射が約 20% 過小評価されることになる。次に、ブイに近い南小松における風速値を用いると、顕熱および潜熱の値は約 1/2 になる。また、南小松の気温の値を用いると、顕熱が約 10% 過大評価される。

蒸発量の推定に関して、湖上での湿度の観測を行わなかったために、ここでは彦根での相対湿度をそのまま使用するのではなく、彦根における相対湿度と気温から水蒸気圧を求め、これをブイでの値とした。これは、短期間の観測ではあるが湖上での湿度が陸上よりもかなり高いという観測事実 (遠藤ら、未発表) に基づいたものである。いずれにしても、今後は湖上での相対湿度の連続観測によって、湖上と陸上での水蒸気圧の関係について探るとともに、蒸発量評価の精度向上に努めたい。

まとめ

2002 年 9 月より開始したテレメータブイ観測によって得られたデータから、年間を通じた気象・湖況の変動特性について解析した。気象に関しては、湖上では陸上に比べて風速が約 2 倍であること、気温の日較差が約 1/2 であることなどが明らかになった。水温と気温の比較から、年間を通して水温が気温よりも高く推移し、これが湖面での蒸発や熱収支に深く関わっていることがわかった。湖流や熱収支などの計算においては、陸上の気象要素を用いると結果が現実を説明できない可能性について指摘した。

このようなブイによるテレメータ観測は重要であるが、一方ではシステムの維持や保守に相当な労力と費用を必要とすることも事実である。国や地方自治体が管理するブイについても同様であろうが、巨額の税金で運用されているのであれば、もっと積極的なデータ公開が強く望まれる。

謝 辞

テレメータブイのアレンジ・設置・回収に関しては、アレック電子 (株) (現在は J F E アドバンテック (株)) の児玉雅文氏と矢津敏弘氏、およびレイクリサーチ (有) の大村仁氏にたいへんお世話になりました。また当時の宮本憲一学長をはじめ滋賀大学の教職員にはブイの設置・保守および事故対応等についてご多大なご協力を賜りました。滋賀大学の学生諸君には何度もブイの設置回収を手伝って頂きました。ここに記して感謝を申し上げます。

文 献

- Akitomo, K., K. Tanaka, M. Kumagai and C. Jiao (2009a) : Annual cycle of circulations in Lake Biwa, part 1: model validation. *Limnology*, 10: 105-118.
- Akitomo, K., K. Tanaka, M. Kumagai (2009b) : Annual cycle of circulations in Lake Biwa, part 2: mechanisms. *Limnology*, 10: 119-129.
- 新井 正 (2004) : 地域分析のための熱・水収支水文学. 古今書院, 東京.
- 枝川尚資 (1986) : 琵琶湖上の気候特性について. *地理学評論*, 59 : 589-605.
- Endoh, S. (1986) : Diagnostic study on the vertical circulation and the maintenance mechanisms of the cyclonic gyre in Lake Biwa. *J. Geophys. Res.*, 91C1 : 869-876.
- 遠藤修一・岡本 巖・奥村康昭・田村健志・鷹野啓介・濱井義明・小谷拓司・速水義孝・浅田 浩・川村尚雄・岩根浩士 (1987) : レーダを利用した湖流調査. 滋賀大学教育学部紀要 (自然科学), 37 : 27-38.
- 遠藤修一・奥村康昭 (1989) : びわ湖における連続測流 (II) - 北湖の流況変動 - . *陸水学雑誌*, 50 : 341-350.
- Endoh, S. and Y. Okumura (1993) : Gyre system in Lake Biwa derived from recent current measurements. *Jpn. J. Limnol.*, 54 : 191-197.
- Endoh, S., M. Watanabe, H. Nagata, F. Maruo, T. Kawae, C.

- Iguchi and Y. Okumura (1995) : Wind fields over Lake Biwa and their effect on water circulation. *Jpn. J. Limnol.*, 56: 269-278.
- Endoh, S. (2002): Physical change of Lake Biwa and its consequence. *The Asian Journal of Biology Education*, 1: 3-7.
- Endoh, S., I. Tsujii, M. Kawashima and Y. Okumura (2008): A new method for temperature compensation of electrical conductivity using temperature-fold dependency of fresh water. *Limnology*, 9: 159-161.
- 本庄 薫 (2004) : 琵琶湖における蜃気楼の発生理由. 富山大学大学院修士論文.
- 池淵周一・陣内孝雄・岡久宏史・大藤明克 (1988) : 琵琶湖湖面蒸発の観測・評価システムとそのシミュレーションモデルへの活用. 第 32 回水理講演会論文集 : 155-160.
- 伊藤克己・岡本 巖 (1974) : びわ湖における水温の変動 (Ⅷ) - 熱収支と南北両湖の交流. *陸水学雑誌*, 35 : 127-135.
- 近藤純正 (1994) : 水環境の気象学 - 地表面の水収支・熱収支 -, 朝倉書店, 東京.
- 黒田芳史・網谷泰孝 (2001) : トライトン : ENSO 現象解明を目指す新しい海洋 - 気象観測ブイネットワーク. *海の研究*, 10 : 157-172.
- 成田哲也・遠藤修一・三田村緒佐武・奥村康昭・芳賀裕樹・中島拓男・上田孝明・小坂橋忠俊 (2003) : 琵琶湖全域一斉陸水調査 - 日本陸水学 100 年記念行事. *陸水学雑誌*, 64 : 39-47.
- 奥村康昭・遠藤修一 (2003) : ブイ式気象ステーションによる観測と琵琶湖北湖南部水域の気象特性. *陸水学雑誌*, 64 : 103-112.
- 総務省消防庁 (2003) : 琵琶湖で発生したヨット転覆事故概要について (第 6 報). <http://www.fdma.go.jp/data/030915BiwakoSuinan6.PDF> (2010 年 4 月 21 日閲覧).