

三重県中里貯水池における寒候期の湖面蒸発量

浦野 慎一・定野 光成・向井 清*

三重大学生物資源学部, *三重県庁

Evaporation Rates from the Water Surface during Cold Period in Nakazato Reservoir, Mie Prefecture, JAPAN.

Shin-ichi URANO, Mitsunari SADANO, and Kiyoshi MUKAI*

Faculty of Bioresources, Mie University

*Government of Mie Prefecture

ABSTRACT

Evaporation rates from the water surface in Nakazato Reservoir, Mie Prefecture, Japan, were determined from meteorological parameters of water and air temperatures, air humidity and net radiation in the center of the reservoir from October 1992 to March 1993.

Hourly evaporation rates calculated from 1-hour values of meteorological data using Heat Balance Bowen Ratio Method showed sometimes unsteady values when the Bowen Ratio was about -1 . No values of daily evaporation rates calculated from daily mean data showed such as unsteady values. Daily evaporation rates during 175 cold days varied from -1.27 mm/day to 8.46 mm/day and the average was 1.80 mm/day.

Heat balance analysis of water surface indicated hourly evaporation rates in the reservoir to be influenced strongly by hourly change in heat storage of water more than by net radiation. Long term fluctuation in daily evaporation rates were influenced by change of net radiation rather than heat storage of water. Thus, in Nakazato Reservoir, heat storage of water would appear to affect hourly evaporation rates, and to a lesser extent monthly evaporation rates.

Key words: Evaporation, Reservoir, Water surface, Bowen ratio method, Heat storage of water

はじめに

貯水池の水利利用計画はその水体の水収支のデータを基に立案されるが、この場合、水収支のひとつの項目である湖面蒸発量は相対的に量が少ないという理由から無視されることが多い。しかし、干ばつ期等で河川流入量が極端に減少する時期には、主として蒸発量が水位を規定

することになる。したがって、きめの細かい水利利用計画を立案するためにはその貯水池の蒸発量を把握しておく必要がある。

湖など陸地水体からの蒸発量は、必要な気象要素を湖面上で測定することにより熱収支ボーエン比法^{1,2,3)}、バルク法^{4,5)}などの方法を使って求められる。しかし、多くの場合直接測定が困難であるため、その地域に最も近い場所の気象データを使って、ペンマン法^{6,7)}等で推定値を求めることが多い。この場合、その推定値は水体へ

の貯熱量とその時間的遅れが考慮されないため誤差が大きくなる。近藤 (1981)⁸⁾ はこのような誤差を配慮して、湖を (a) 深い湖 (水深 40 m 以上), (b) 中深湖 (水深 10 m から 20 m), (c) 浅い湖 (水深 5 m 以下) に分け、水体への貯熱量を加味した数値計算を行い、日本の主な湖の年間蒸発量を推定している。しかし、貯水池など自由水面からの蒸発量はその地域の気候、水体の形と大きさ、流入・流出量等で異なる値をもつため、精度の高い推定値を得るためには各地域で実測データを蓄積する必要がある。特に三重県地域では、貯水池が多数分布しているにも関わらず蒸発量の測定データは少なく、その蓄積が求められている。

本研究は、以上の観点から、三重県北部の中里貯水池の湖面蒸発量を約半年間測定し、その1日の時間変化と半年間の長期変化について検討したものである。また、測定と計算は熱収支ポエーン比法を用いたが、その方法的問題点についても検討を加えた。

測定方法

測定対象とした貯水池は、三重県員弁郡藤原町に位置する中里ダム貯水池 (水資源開発公団所有) である。中里ダムは農業用水を主とする様々な水需要に対処するために建設されたもので、三重県における代表的な水源の一つとなっている。貯水池の大きさは、湖水面積が約 1.3 km²、満水時の最大水深が約 19 m (平均水深は約 12 m)、有効貯水量は約 1,600 万 m³ である。

測定は、Fig. 1 に示すようなブイに必要な観測機器を取り付けて行った。ブイは貯水池のほぼ中央の最深部、つまり湖岸から貯水池の中央へ突き出ている半島の先端から約 70 m の位置に浮かべた。したがってこの最も近い半島部分を除くと、ブイは湖岸から概ね 100 m から 150 m 以上離れた位置にあることになる。貯水池の満水時の平均水深は約 12 m であるが、測定期間中の水面は満水時より 5 m から 6 m 低く、平均水深は 6 m から 7 m で、ブイを浮かべた地点の水深は約 14 m であった。

測定項目は、水面の純放射量 (MF-45 型純放射計)、水面上 1.5 m の気温 (サーミスタ温度計)・湿度 (静電容量型相対湿度計)、および水面と 2.5 m 深、5.0 m 深の水温 (Pt-100 水温計) である。記録は長期用データロガー (KADEC) にデータを記憶させる方式をとり、記

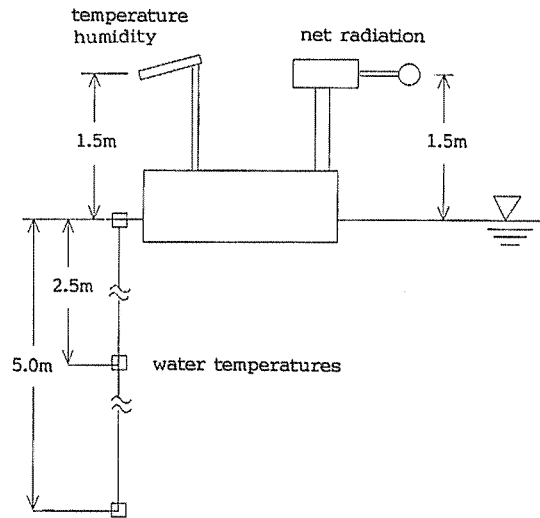


Figure 1. Schematic of meteorological observation in Nakazato Reservoir.

録間隔は純放射量が10分間隔、その他は全て1時間間隔とした。測定は1992年10月から約1年間の予定で開始したが、1993年の4月から純放射計内部の乾燥がうまくいかず純放射量に異常値がみられるようになったため、同年6月に測器を回収した。したがって、解析はデータが完全な形で取得できた1992年10月8日から1993年3月31日までの寒候期の約6カ月間 (175日間) とした。

また、本測定と平行して1992年の11月から12月にかけて三重大学附属農場において、耕起後の裸地で地表面蒸発量を測定した。ここでは比較のためにそのデータも使用した。裸地での測定項目は、地上約 20 cm と 1.5 m の高さの2点の気温・湿度、純放射量および地温 (地表面、20 cm 深、40 cm 深) であり、測器は貯水池の場合と同種類のものを使用し、測定間隔も同じとした。

解析方法

1. データの整理

解析の前に次のようなデータ処理を行い、取得したデータの質と時間間隔を合わせた。

まず10分間隔で取得された純放射量は、6個のデータ、つまり毎正時の前後30分 (正確には40分のデータから次の30分までの6個) のデータを積算し、その積算値をそ

の時間における1時間当たりの純放射量とした。

水温については、特に5m深のデータに内部静振の影響と思われる微細な変動が認められたため、安全のために前後のデータを加えた3個のデータの平均値をその時間の値とした。また水温のデータに合わせるため気温・湿度についても3個のデータの平均値をとった。但し、湿度は取得された相対湿度を単純に平均すると水蒸気圧あるいはここで使用した空気線図パラメータの絶対湿度 (humidity ratio) に誤差が生じることから、最初に気温と相対湿度から空気線図パラメータの関係式⁹⁾ を使って絶対湿度を計算し、その後にそれらの平均値を求めた。

以上のようなデータ整理を行い、全解析期間の1時間毎の気温、湿度、水温(地温)、純放射量をひとつにまとめ、データセットを作成した。

なお、温度・湿度のセンサーは全て測定の前にアスマン通風乾湿計で検定して使用した。

2. 熱収支ボーエン比法による計算

蒸発量は、熱収支ボーエン比法(以下ボーエン比法)を使って次式から計算した。

$$Q_N + Q_G = Q_E + Q_H \quad \text{-----}(1)$$

$$Q_E = \frac{Q_N + Q_G}{1 + \beta} \quad \text{-----}(2)$$

但し、 Q_N : 純放射量 ($\text{J}/\text{cm}^2 \cdot \text{h}$)

Q_G : 湖水の貯熱変化量 ($\text{J}/\text{cm}^2 \cdot \text{h}$)

Q_E : 潜熱伝達量 ($\text{J}/\text{cm}^2 \cdot \text{h}$)

Q_H : 顕熱伝達量 ($\text{J}/\text{cm}^2 \cdot \text{h}$)

β : ボーエン比

注) : Q_N, Q_G は水面へ向かう方向が正

Q_E, Q_H は水面から出る方向が正

(1)式は水面(地表面)の熱収支式で、(2)式はボーエン比を使って潜熱伝達量を求める式である。ちなみに蒸発量 E ($\text{g}/\text{cm}^2 \cdot \text{h}$) は Q_E を水の蒸発潜熱 γ (温度の関数) で割ることにより求められる。ここで、ボーエン比 (β) は潜熱伝達量に対する顕熱伝達量の比であり、2高度の温度差と湿度差から求められる。その場合湿度は比湿または水蒸気圧がよく使われるが、ここでは絶対湿度を使った次の(3)式から計算した。

$$\beta = \frac{Q_H}{Q_E} = \frac{C_{P'} \cdot \Delta T}{\gamma \cdot \Delta x} \quad \text{-----}(3)$$

但し、 ΔT : 2高度の温度差 ($^{\circ}\text{C}$)

Δx : 2高度の絶対湿度差 (g/g')

$C_{P'}$: 乾燥空気 1 gram 当たりの湿り空気の比熱
($=4.186(0.24+0.441x)$) ($\text{J}/\text{g} \cdot \text{deg}$)

γ : 水の蒸発潜熱 ($=2500-2.34T$) (J/g)

なお水面蒸発量の計算では、一般に水面と接している空気は飽和しており、その温度は表面水温と等しいと仮定して計算されるが、ここでもその仮定を採用した。

(1), (2)式の Q_G , すなわち湖水の貯熱変化量(水中から水面、または水面から水中へ向かう熱量)の計算は、水の比熱を $4.186 \text{ J}/\text{g} \cdot \text{deg}$ と仮定し、水温変化から熱量の変化を計算して求めた。この場合水温データが毎正時の値であるため、前後2時間の変化を平均した。計算した水深に関しては、測定期間中の貯水池の平均水深が6mから7mであったため、ここでは測定した水温が支配する水深の範囲を、表面水温が水深1.25mまで、2.5m深と5m深の水温がそれぞれその上下2.5m幅(1.25mから3.75m, 3.75mから6.25m)と仮定し、それ以上の深さについては貯熱量の変化を無視した。この Q_G の値は計算結果と考察に大きく影響する。したがってその精度が問題になる。ブイを浮かべた地点は貯水池の最深部に相当するため水深は平均水深より深い。水温の時間変化を詳細にみると、5m深の水温は他の2点と同じ位相で振動しており、その振幅は他と比べてそれほど小さくはなかった。したがって、5m深の水温変化がより深い部分にまで及んでいる可能性があり、もしそうであればここで見積もられた Q_G は実際の値よりも絶対値で過小評価していることになる。またここでは貯水池への水の流出入による熱量変化は無視した。したがって Q_G にはそのための誤差も含まれている。

一方耕地の地中貯熱変化量 Q_G は、畑地土壌の体積比熱を農場の過去の測定値¹⁰⁾を基に推定し、その推定値 ($2.26 \text{ J}/\text{cm}^3 = 0.54 \text{ cal}/\text{cm}^3$) を使って計算した。この比熱の誤差は大きいと思われるが、計算された Q_G の大きさから判断すると、その誤差は結果にほとんど影響を与えていない。なお、測定した地温の支配範囲は、表面の地温が10cm深まで、20cm深と40cm深の地温がそれぞれ、10cmから30cm, 30cmから50cmとした。

結果および考察

1. 時間計算値と日計算値の比較

ボーエン比法で蒸発量あるいは蒸発散量を測定する場合、主な誤差として、気象観測の測定精度に伴う誤差の他に、移流や乱流による気流の細かな変動に伴う誤差、およびボーエン比法的前提条件、すなわち「熱と水蒸気の拡散係数が等しい」と仮定していることからくる誤差などが考えられる。さらに(1)式からわかるように、ボーエン比が -1 付近のときには式の分母が 0 に近づくため、潜熱伝達量の絶対値が極端に大きくなる。ちなみにボーエン比が -1 の場合は、等量の顕熱と潜熱が逆方向に移動している状態であるから、顕熱伝達量の絶対値もまた大きくなる。つまりこの方法は、潜熱伝達量と顕熱伝達量がときどき正と負に大きく発散するという欠点を有している。ここでは、これらの誤差について1時間計算値と日計算値を比較することで検討してみた。

Fig. 2は、全解析期間について1時間計算値の変化を図示したものである。部分的に ± 10 mm/hを超える異常な値がみられるが、詳しくみるとそれらは全てボーエン比が -1 付近の時の値であった。Fig. 3は、データの24時間平均値から計算した日計算値である。図には、比較のため1時間計算値を積算して求めた24時間積算値も示したが、これを見ると日計算値はそれほど極端な値がでていないのがわかる。これに対し24時間積算値の方は、概ね日計算値と等しい値を示しているものの、部分的に絶対値の大きな値がみられる。またこれらの値が出現する日時は、いずれもFig. 2で絶対値の大きな値がでていた日時に対応している。したがって、ボーエン比法で1時間計算値を積算して日蒸発量を求めると、1時間計算値の不安定さが影響して値が不安定になり、誤差が大きくなる。一方データの24時間平均値から計算した日計算値は、明らかに誤差と思われる極端な値は見られない。したがって日蒸発量でその長期変化を見る場合は1時間計算値よりも日計算値の方が相対的に信頼できる。

本測定で1時間計算値が不安定であった理由の一つとして、データの質の問題が考えられる。本測定ではデータを毎正時に記録したが、それらは全て瞬時値であり、前後数分を含めた細かな平均値ではない。一般に、移流や乱流による気流の細かな変動に伴う誤差をなくすためには、時間間隔を小さくとした平均値が必要とされてい

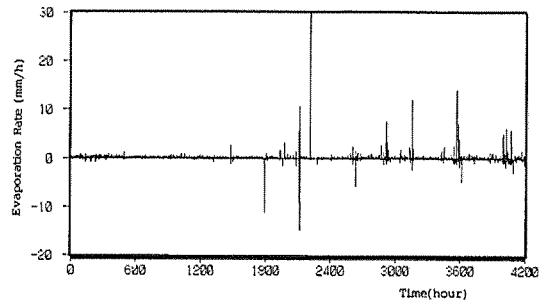


Figure 2. Hourly evaporation rate from the water surface in the reservoir from October 08, 1992 to March 31, 1993, calculated from 1-hour values of data using Bowen Ratio Method.

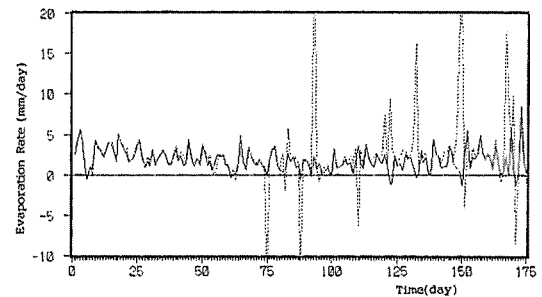


Figure 3. Daily evaporation rate from the water surface in the reservoir during the same term as figure 2. A (solid line): calculated from daily mean values of 1-hour data, and B (dotted line): calculated from cumulating hourly evaporation rates.

る²⁾。これは観測値が特異な値を拾うことを防ぐためである。本研究では、移動平均の形で前後のデータを加えた平均値を使ったが、それでも時々瞬時値としての影響が現れたものと思われる。

ボーエン比法で日蒸発量を求める場合、1時間あたりの気象データから1時間値を計算してそれを積算して求めるのと、気象データの24時間平均値から日蒸発量を求めるのとどちらがよいか、という問題がある。これは、データが等間隔でとられ、その個々のデータから計算した積算値とデータの平均値から計算した日蒸発量が等しければどちらでもよい。本測定では1時間計算値に不安定さがみられたこと、またその他の部分では1時間積算値と日計算値がほぼ一致していたこと、等の理由から、半年間の長期変化の検討には日計算値を使うことにした。

なお、本研究では拡散係数に関する誤差は考慮しなかった。ボーエン比法では拡散係数が式の中にでてこないため、それともなう誤差が見過ごされる場合が多いが、今後はその検討も必要になる。

2. 蒸発量の時間変化

Fig. 4 は、1 時間計算値で安定した値が得られた10月23日から27日までの、水面の熱収支各項の時間変化を示したものである。Fig. 4 で特徴的なのは、潜熱伝達量すなわち蒸発量 (C) のピークが純放射量 (A) のピークから2~3時間遅れて現れていることと、湖水の貯熱変化量 Q_G (B) の変化が相対的に大きいことである。

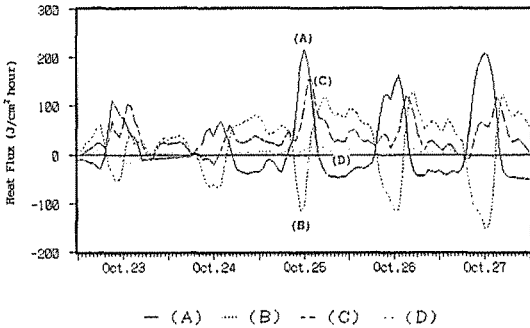


Figure 4. Heat balance of the water surface in the reservoir for October 23-27, 1992. (A): net radiation and (B): change of heat storage in water body for the direction to the water surface as positive, (C): latent heat flux and (D): sensible heat flux for the direction from the water surface as positive.

一般に、蒸発量を季節変化で見ると、20 m 以上の深い湖では蒸発量のピークが気温あるいは純放射量のピークから遅れて現れることが知られており、これは水体の貯熱量の影響が大きいからだとされている^{8,11)}。Fig. 4 は季節変化ではなく短期間の時間変化であるが、これと同様なパターンが示されている。したがって中里貯水池では、蒸発量の時間変化において貯熱量の影響が無視できないことがわかる。

Fig. 4 に見られる蒸発量のピークの遅れをもう少し詳しくみるため、農場で測定した裸地の蒸発量の結果と比較してみた。Fig. 5, 6 は、12月5日の中里貯水池および12月10日の農場における裸地の結果である。図の日時が

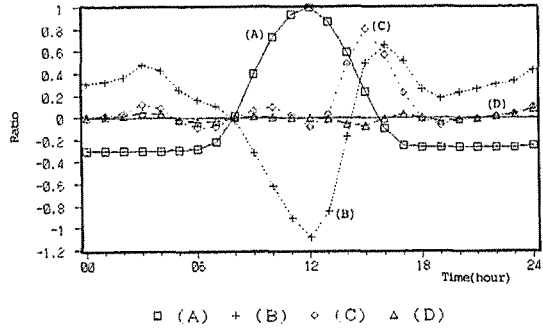


Figure 5. Heat balance of the water surface in the reservoir for 1 day, Dec. 05, 1992. The symbols and the direction are the same as figure 4. The y-axis shows the ratio to the maximum value of net radiation.

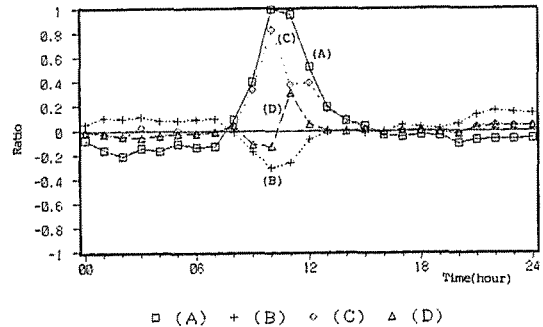


Figure 6. Heat balance of the ground surface in the bare field for 1 day, Dec. 10, 1992. The symbols are the same as figure 5 except B, the change of heat storage in subsurface. The directions are the same as figure 5.

異なっているのは、快晴で計算結果が比較的安定していた日が裸地では12月10日に限られていたこと、またその日の中里貯水池の1時間計算値には不安定な値が含まれていたためである。日時の違いを考慮して、Fig. 5, 6 は純放射量の時間最大値に対する各熱収支項の比で示した。Fig. 5 の貯水池では、潜熱伝達量 (C) のピークが純放射量 (A) のピークから3時間遅れているが、Fig. 6 の裸地ではこの遅れが見られず、午前中に純放射量が増加し始めると共に大きくなり、そのピークは純放射量のピークと同時刻に現れている。また裸地では、地中貯熱変化量 Q_G (B) が相対的に小さい。このことから、裸地では潜熱伝達量が純放射量に強く影響されているのが理

解できる。一方貯水池では、純放射量に対する水中貯熱変化量 Q_G (B) の変化が相対的に大きく、この Q_G が蒸発量の時間変化に影響している。すなわち、午前中は純放射量の大半が湖水の貯熱、つまり水温上昇に使われるため蒸発量は少なく、蒸発量のピークは水温上昇が減少する午後に現れる。またその熱は純放射量よりもむしろ水体の熱が多く使われている。また Fig. 5 ではそれほど顕著ではないが、水体からの放熱により夜間でも蒸発が生じることがある。このように、中里貯水池では蒸発量が水体からの熱の出入り（貯熱と放熱）に強く依存しているのが特徴的である。

水体の貯熱変化量が表面の熱収支に与える影響の程度は水深に関係している。岩切 (1962)¹²⁾、Uchijima (1963)¹³⁾ は、水田の熱収支に及ぼす湛水の貯熱効果について、次式で定義される貯熱比 R を使って議論している。

$$R = \frac{|\langle Q_G \rangle_{T^*} \rangle_{year}}{\langle \langle Q_N \rangle_{T^*} \rangle_{year}} \times 100$$

但し、 R : 貯熱比 (%)

T^* : 平均化期間 (日)

それらの報告では、 T^* を 1 日とした場合の R は水深 29 cm で 23%、水深 20 cm で約 12% という結果が示され、水深 29 cm では T^* が 10 日以上になると R は 5% 以下になることが報告されている。本研究で対象とした中里貯水池の測定期間中における水深は約 14 m で、水田よりはるかに深い。本研究では 1 年間のデータは得られなかったが、175 日間で T^* を 1 日とした場合の R を計算すると 100.6% となり、水田における値の 4 倍以上であった。これは、中里貯水池の水体の貯熱効果が水深の浅い水田の貯熱効果よりも相対的に大きいことを示している。なお、本研究では Q_G が過小評価されている可能性があることを前に述べたが、もしそうであるならば実際の R はさらに大きな値になる。

3. 蒸発量の長期変化と積算値

Fig. 7 は、1992年10月11日から1993年3月28日までの蒸発量の日計算値とその7日間の移動平均値を示したものである。図からもわかるように、期間中で日計算値が負になっている日が合計13日あった。これらの日は数値

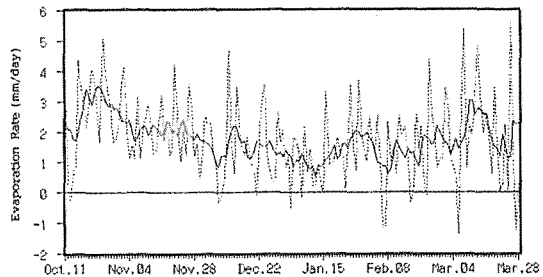


Figure 7. Change of daily evaporation rate from the water surface in the reservoir during the cold period from October 1992 to March 1993, showing daily value as dotted line, and moving mean Values of 7 days as solid line.

の負号が示すように実際に水蒸気が水面へ向かって移動し、水面で凝結したものと思われるが、その1時間計算値をみると13日中の9日間が不安定な値を持つ日であった。したがって気象要素に基づくボーエン比法の不安定な要素が日計算値の結果に、つまり負の値として現れたのかも知れない。

Fig. 8, 9 は、Fig. 7 と同期間の純放射量（7日間の移動平均値）の変化と、気温および表面水温の変化である。純放射量は12月と1月に最小となり、1月の中旬以降再び大きくなっているが、気温と水温は純放射量からやや遅れて1月末から2月にかけて最小の値が現れている。一方、Fig. 7 の蒸発量は10月から12月にかけて徐々に減少し、12月末から1月に最小となり、その後2月から3月にかけてまた増加する傾向がうかがえる。つまり、蒸発量は純放射量と同じ位相で変化しているのがわかる。

一般に、湖面蒸発量に最も大きな影響を与える要因は水深だとされ、浅い湖では純放射量が多い夏期に蒸発量が多く、中緯度の深い湖では湖水の貯熱効果により秋から冬にかけて蒸発量の最大値が現れやすい。そのことを示す例として、最大水深が約 330 m の十和田湖では冬期に蒸発量が増えるという測定例が報告され¹⁴⁾、またその数値計算でも測定結果との一致がみられている¹⁵⁾。つまり深い湖では水体に蓄えられた熱が気温の低い冬期に放出し、その熱が蒸発に使われる。このような現象が生じるには、水体の内外で様々な物理的環境が整うことが必要ではあるが、基本的には水体の熱容量が大きいことが条件になる。その熱容量の大きさは湖の大きさと深さに関係しているため、深い湖ほど冬期の蒸発量に与える

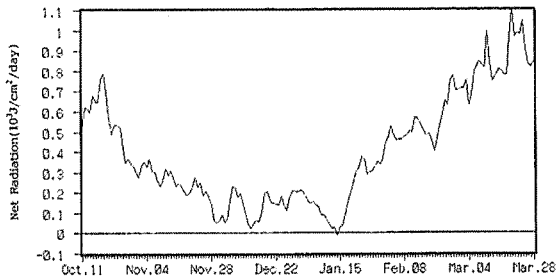


Figure 8. Change of daily net radiation at the water surface during the same term as figure 7. The line is obtained by moving mean values of 7 days.

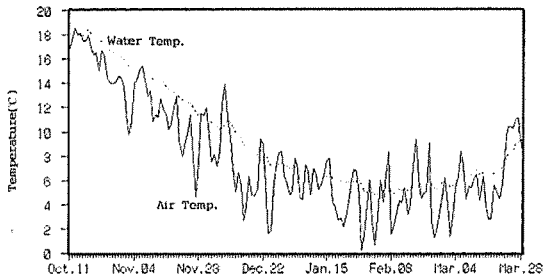


Figure 9. Temperatures of the water surface and the air point at 1.5 m height above water surface in the reservoir during the same term as figures of 7 and 8.

貯熱量の影響が大きくなる。前節で検討したように、中里貯水池では蒸発量の時間変化は湖水の貯熱変化量に強く影響され、純放射量の位相からずれていることが明らかになった。しかし Fig. 7, 8 からわかるように、季節的な長期変化は純放射量の変化に対応しており、両者に大きな位相のずれは見られない。中里貯水池の平均水深は 6 m から 7 m (測定期間中) で、近藤 (1981)⁸⁾ の分類によると浅い湖と中深湖の境界部分に相当する。したがって、この深さを持つ中里貯水池では、水体の貯熱効果は湖面蒸発量の時間変化に影響を与える程度の大きさを持つが、それは冬期に蒸発量を増加させるほどの大きさではない、と考えてよい。

前節で使用した貯熱比 R を用いてももう少し詳しく検討してみる。中里貯水池では、 T^* を 1ヶ月にした場合の R は水温の変化率の大きい 11月, 12月, 1月がそれぞれ 120%, 142%, 93% で大きく、水温が最小となる 2

月の値は 30%, 3月 は 88% であった。 R の位相は水温の変化率に依存しているため、貯熱効果が純放射量の小さい冬期にまで及ぶには、冬期に水温変化率が大きいことが条件になる。つまり水温と純放射量の変化の位相がずれていなければならない。Fig. 10 に示された水温変化を見ると、その位相は純放射量の位相から概ね 1ヶ月程度遅れているように見える。しかし、蒸発量は純放射量の減少と増加にほぼ対応して変化していることから、中里貯水池の水温変化とその位相の遅れは、純放射量と蒸発量の位相にズレを生じさせるほどのものではなく、また冬期に蒸発量を増加させるほどのものではなかったと解釈される。

しかし、Fig. 7 にみられる蒸発量の時期的変化の傾向はそれほど顕著ではなく、また期間も冬期を中心とした約半年間のものである。また Q_G の見積精度の問題もあるため、蒸発量の季節変化と貯熱効果については年間の測定データを加えてさらに詳しく検討する必要がある。

なお今回の測定で得られた中里貯水池の寒候期 175 日間の蒸発量は、 -1.27 mm/day から 8.46 mm/day の範囲の値をとり、平均値は 1.80 mm/day、積算値は 315 mm であった。

要 約

三重県北部の中里貯水池で 1992 年 10 月 8 日から 1993 年 3 月 31 日までの寒候期に湖面蒸発量の観測を行い、熱収支ボーエン比法による計算値、および蒸発量の時間変化と長期変化について検討し、次の結果を得た。

1. 熱収支ボーエン比法で計算した蒸発量は、時間当たりのデータから計算した 1 時間計算値は不安定であったが、データの 24 時間平均値から計算した日計算値は比較的安定していた。中里貯水池の寒候期 175 日間の蒸発量は、日計算値で -1.27 mm/day から 8.46 mm/day の範囲の値をとり、平均値は 1.80 mm/day、積算値は 315 mm であった。

2. 湖面蒸発量の 1 日の最大値は純放射量の最大値から 2 時間から 3 時間遅れて現れ、その熱は湖水の熱量が使われていた。このことから、蒸発量の 1 日の時間変化は水体の貯熱量の変化に強く影響されていることがわかった。

3. 日計算値から求めた中里貯水池の寒候期の湖面蒸

発量の変化は、冬期に最小値を示す変化型が得られた。これは純放射量の変化と一致していた。

4. 以上の結果から、中里貯水池における水体の貯熱効果は、湖面蒸発量の1日の時間変化に影響を与える大きさではあるが、純放射量が減少する冬期に蒸発量を増加させるほどの大きさではない、と判断された。

謝 辞

本研究を実施するに当たり、測定の間を提供していただき、また測定の便宜をはかっていただいた水資源開発公団三重用水建設所の長塚裕元所長、伊藤征義管理課長、および中里水源管理所の小林勲所長に感謝の意を表します。

引用文献

- 1) Bowen, I. S. The ratio of heat losses by conduction and by evaporation from any water surface. *Physical Review*, 27: 779-787 (1926)
- 2) 日本農業気象学会関東支部編. 農業気象の測器と測定法. 農業技術協会, 東京, pp. 1-332
- 3) 桜谷哲夫, 岡田益己. 蒸発散の測定法 (V). 農業気象, 40 (4): 403-405 (1985)
- 4) 竹内清秀, 近藤純正. 大気科学講座 I, 地表に近い大気. 東京大学出版会, 東京, pp. 1-226. (1981)
- 5) Sene, K. J., J. H. C. Gash and D. D. McNeil. Evaporation from a tropical lake: comparison of theory with direct measurements. *Journal of Hydrology*, 127, 193-217 (1991)
- 6) Penman, H. L. Natural evaporation from open water. *Proceedings of the Royal Society of London, Ser. A*, 193: 120-145 (1945)
- 7) 中尾欣四郎. 湖沼水位の安定性についての研究. 北海道大学地球物理学研究報告, 25: 25-87 (1971)
- 8) 近藤純正. 数値シミュレーションによる水温・蒸発・蒸発散量の推定. 水温の研究, 25 (2): 15-43 (1981)
- 9) 内田秀雄. 湿り空気と冷却塔. 裳華房, 東京, pp. 1-213 (1973)
- 10) 新垣雅裕. 土壌のレオロジー的挙動からみた階段畑の弾丸暗渠の施工法に関する一考察. 農業土木学会論文集, 135: 83-89 (1988)
- 11) 榎根 勇. 水文学. 大明堂, 東京, pp. 1-272 (1980)
- 12) 岩切 敏. 宮崎における浅い湛水の水温・熱収支項の年変化について. 農業気象, 17 (4), 133-137 (1962)
- 13) Uchijima, Z. An investigation on annual variation in water temperature and heat balance of shallow water. *Bulletin of the National Institute of Agricultural Science, A*, No. 10, 101-125, (1963)
- 14) Yamamoto, G. and J. Kondo. Evaporation from Lake Towada. *Journal of Meteorological Society Japan*, 42: 85-96 (1964)
- 15) 近藤純正, 渡辺 勲. 深い湖の水温鉛直分布と蒸発の季節変化. 国立防災科学技術センター研究報告, 2, 75-88, (1969)

Appendix

Daily mean values of meteorological elements and calculated terms.

TA: air temperature at height of 1.5 m above water surface.

XA: air humidity ratio at height of 1.5 m above water surface.

TW: water surface temperature

QN: net radiation at water surface

QG: change of heat storage in water body

QH: sensible heat flux

QE: latent heat flux

EV: evaporation rate from water surface

BO: bowen ratio

Date 1992~1993	TA (°C)	XA (10 ⁻² g/g')	TW (°C)	QN (J/cm ² ·d)	QG (J/cm ² ·d)	QH (J/cm ² ·d)	QE (J/cm ² ·d)	EV (mm/d)	BO
Oct. 08	13.7	0.836	18.2	-85.4	949.7	245.8	618.4	2.51	0.398
Oct. 09	16.4	0.891	17.9	1014.6	245.0	169.0	1090.6	4.43	0.155
Oct. 10	16.9	0.833	17.7	1118.2	326.1	96.1	1348.2	5.48	0.071
Oct. 11	16.7	0.927	17.6	457.5	422.9	83.2	797.1	3.24	0.104
Oct. 12	17.7	1.128	17.8	431.1	-367.1	2.3	61.5	0.25	0.038
Oct. 13	18.5	1.163	18.0	593.8	-661.9	12.0	-80.1	-0.33	-0.150
Oct. 14	18.0	1.228	18.0	87.3	96.8	-2.0	186.1	0.76	-0.011
Oct. 15	18.2	1.081	18.0	615.0	-434.3	-7.4	188.1	0.77	-0.040
Oct. 16	17.5	0.822	18.0	1028.8	83.7	46.9	1065.5	4.33	0.044
Oct. 17	17.5	0.833	18.1	957.2	-53.1	47.7	856.2	3.48	0.056
Oct. 18	17.9	0.927	18.5	1039.8	-300.8	38.6	700.3	2.85	0.055
Oct. 19	16.9	1.067	18.1	224.9	412.5	110.8	526.4	2.14	0.211
Oct. 20	16.4	0.921	17.9	586.8	299.1	129.6	756.2	3.07	0.171
Oct. 21	16.5	0.823	17.7	860.8	262.5	114.8	1008.4	4.10	0.114
Oct. 22	15.1	0.741	17.7	831.4	281.6	190.3	922.6	3.75	0.206
Oct. 23	16.7	0.907	17.4	391.4	343.6	59.7	675.3	2.74	0.088
Oct. 24	16.3	1.015	17.3	106.5	380.2	76.4	410.3	1.67	0.186
Oct. 25	14.4	0.647	17.0	419.9	1076.1	241.4	1254.6	5.09	0.192
Oct. 26	14.0	0.652	16.7	511.3	653.1	198.3	966.1	3.92	0.205
Oct. 27	14.0	0.661	16.5	646.6	293.9	160.0	780.4	3.17	0.205
Oct. 28	14.1	0.669	16.6	727.3	54.9	131.8	650.4	2.64	0.203
Oct. 29	14.6	0.916	16.3	144.9	382.8	121.9	405.7	1.65	0.301
Oct. 30	14.5	0.864	16.2	-129.4	679.3	108.4	441.4	1.79	0.246
Oct. 31	13.7	0.686	15.9	274.2	421.2	117.9	577.4	2.34	0.204
Nov. 01	11.3	0.580	15.7	233.0	981.9	306.8	908.1	3.68	0.338
Nov. 02	9.7	0.435	15.3	402.2	1004.6	367.1	1039.6	4.21	0.353
Nov. 03	10.8	0.630	15.1	449.9	195.3	184.3	460.8	1.87	0.400
Nov. 04	14.0	0.788	15.2	559.8	-226.7	50.1	282.9	1.15	0.177
Nov. 05	14.3	0.821	15.3	549.8	-97.6	58.1	393.9	1.60	0.148
Nov. 06	15.0	0.968	15.1	-10.2	296.5	10.3	276.0	1.12	0.037
Nov. 07	15.4	0.805	15.0	92.8	634.8	-61.9	789.6	3.20	-0.078
Nov. 08	14.3	0.748	15.0	527.5	-214.5	26.1	286.8	1.16	0.091
Nov. 09	12.9	0.865	14.7	-22.9	716.8	204.9	488.9	1.98	0.419
Nov. 10	13.4	0.638	14.6	433.4	256.3	78.6	611.2	2.48	0.129
Nov. 11	10.8	0.547	14.3	240.9	704.6	221.2	724.3	2.93	0.305
Nov. 12	11.4	0.599	14.3	376.3	337.5	160.9	552.9	2.24	0.291
Nov. 13	11.2	0.661	14.1	163.4	252.9	107.8	308.5	1.25	0.350
Nov. 14	12.7	0.671	14.1	523.3	-140.4	57.0	325.8	1.32	0.175
Nov. 15	11.8	0.646	14.1	272.5	435.1	147.2	560.5	2.27	0.263
Nov. 16	11.5	0.596	13.7	147.7	838.9	189.1	797.5	3.23	0.237
Nov. 17	10.2	0.513	13.5	194.2	370.6	132.3	432.5	1.75	0.306
Nov. 18	10.6	0.507	13.3	-64.2	770.9	138.8	567.8	2.30	0.245
Nov. 19	12.0	0.649	13.3	525.2	-169.1	52.3	303.6	1.23	0.173
Nov. 20	12.9	0.809	13.2	22.3	352.3	29.2	345.4	1.40	0.085
Nov. 21	9.3	0.479	12.9	353.6	1034.2	343.5	1044.3	4.22	0.329
Nov. 22	8.0	0.422	12.6	131.6	565.9	196.8	500.7	2.02	0.393
Nov. 23	9.2	0.539	12.5	215.8	136.0	95.0	256.8	1.04	0.370
Nov. 24	10.0	0.597	12.4	349.3	313.0	163.0	499.3	2.02	0.327
Nov. 25	11.4	0.594	12.4	343.2	5.2	41.1	307.3	1.24	0.134
Nov. 26	7.8	0.447	12.0	185.5	1049.1	353.4	881.2	3.56	0.401
Nov. 27	4.6	0.337	11.6	175.2	899.9	384.5	690.6	2.78	0.557
Nov. 28	7.3	0.460	11.4	-99.7	529.3	131.1	298.4	1.20	0.440
Nov. 29	11.5	0.563	11.3	263.5	117.7	-13.5	394.7	1.60	-0.034
Nov. 30	11.3	0.600	11.4	48.8	68.0	2.5	114.3	0.46	0.022

Date 1992~1993	TA (°C)	XA (10^{-2} g/g')	TW (°C)	QN (J/cm ² ·d)	QG (J/cm ² ·d)	QH (J/cm ² ·d)	QE (J/cm ² ·d)	EV (mm/d)	BO
Dec. 01	11.9	0.790	11.3	50.1	69.7	-223.0	342.8	1.39	-0.650
Dec. 02	9.8	0.513	11.1	-174.4	918.3	111.1	632.7	2.56	0.176
Dec. 03	7.5	0.376	10.8	81.6	652.3	175.0	558.8	2.25	0.313
Dec. 04	8.1	0.435	10.5	271.3	481.3	164.1	588.5	2.37	0.279
Dec. 05	7.2	0.375	10.4	101.0	308.7	99.3	310.3	1.25	0.320
Dec. 06	8.4	0.565	10.2	13.4	332.2	92.6	253.0	1.02	0.366
Dec. 07	12.3	0.848	10.3	133.6	-299.1	-90.0	-75.5	-0.31	1.192
Dec. 08	13.9	0.815	10.6	695.6	-1076.1	-334.6	-45.9	-0.19	7.275
Dec. 09	11.1	0.621	10.9	319.5	-257.2	-3.1	65.4	0.26	-0.048
Dec. 10	9.5	0.644	10.8	14.1	474.4	120.2	368.2	1.49	0.327
Dec. 11	7.0	0.381	10.3	-20.8	1590.6	396.3	1173.6	4.73	0.338
Dec. 12	5.0	0.402	10.0	210.2	412.5	225.2	397.4	1.60	0.567
Dec. 13	6.6	0.437	9.7	-380.6	594.7	61.7	152.3	0.61	0.406
Dec. 14	5.5	0.318	9.4	-137.2	1327.3	329.0	861.0	3.47	0.382
Dec. 15	2.7	0.371	9.0	295.1	623.5	396.3	522.3	2.10	0.759
Dec. 16	3.9	0.370	8.7	198.6	364.5	211.2	351.9	1.42	0.600
Dec. 17	6.3	0.387	8.6	146.9	244.1	91.0	300.0	1.21	0.303
Dec. 18	4.8	0.390	8.4	109.5	559.8	223.1	446.2	1.80	0.500
Dec. 19	4.7	0.353	8.3	143.6	222.3	112.6	253.2	1.02	0.445
Dec. 20	5.3	0.448	8.1	-29.0	302.6	93.8	179.7	0.72	0.522
Dec. 21	9.4	0.549	8.4	505.8	-532.8	12.6	-39.6	-0.16	-0.318
Dec. 22	8.9	0.537	8.3	366.5	-9.5	-80.2	437.1	1.76	-0.184
Dec. 23	5.7	0.377	8.1	-161.2	1180.8	259.0	760.5	3.06	0.341
Dec. 24	1.6	0.298	7.5	96.8	1397.9	614.5	880.2	3.54	0.698
Dec. 25	1.8	0.350	7.2	67.5	465.6	235.9	297.2	1.19	0.794
Dec. 26	5.3	0.413	7.2	120.7	107.2	59.8	168.2	0.68	0.356
Dec. 27	7.0	0.457	7.2	284.1	-216.2	3.1	64.6	0.26	0.049
Dec. 28	8.3	0.623	7.3	161.0	-415.9	-382.8	127.8	0.52	-2.995
Dec. 29	8.3	0.498	7.3	217.4	247.6	-190.7	655.1	2.64	-0.290
Dec. 30	6.4	0.423	7.2	314.4	156.1	69.6	400.8	1.61	0.174
Dec. 31	5.7	0.386	7.1	276.4	376.7	125.4	527.7	2.12	0.238
Jan. 01	4.8	0.323	7.0	85.2	188.3	62.8	210.7	0.85	0.298
Jan. 02	5.1	0.439	7.0	74.8	335.7	125.2	285.2	1.15	0.439
Jan. 03	7.8	0.477	7.0	354.3	-462.2	29.5	-137.4	-0.55	-0.215
Jan. 04	7.0	0.393	7.0	148.2	314.8	2.5	460.4	1.85	0.006
Jan. 05	4.5	0.311	6.8	59.3	495.3	132.0	422.5	1.70	0.312
Jan. 06	4.4	0.293	6.7	136.2	270.3	92.5	314.0	1.26	0.295
Jan. 07	7.3	0.593	6.7	172.6	-151.7	68.5	-47.6	-0.19	-1.438
Jan. 08	6.8	0.375	6.6	153.7	386.3	-22.3	562.3	2.26	-0.040
Jan. 09	4.8	0.299	6.5	-53.8	252.0	37.1	161.1	0.65	0.230
Jan. 10	7.0	0.550	6.5	296.7	-79.3	-129.0	346.3	1.39	-0.372
Jan. 11	6.5	0.403	6.4	-125.4	181.3	-0.3	56.3	0.23	-0.006
Jan. 12	5.3	0.324	6.4	66.4	17.4	12.4	71.4	0.29	0.174
Jan. 13	5.6	0.410	6.3	-73.9	314.8	33.5	207.3	0.83	0.162
Jan. 14	6.3	0.517	6.3	49.9	21.8	-2.2	73.9	0.30	-0.030
Jan. 15	7.6	0.593	6.3	16.3	-112.5	-94.3	-1.8	-0.01	51.592
Jan. 16	7.8	0.521	6.3	-38.5	143.0	-720.0	824.5	3.32	-0.873
Jan. 17	4.1	0.356	6.2	33.1	272.0	81.1	224.0	0.90	0.362
Jan. 18	3.7	0.338	6.2	170.5	149.1	93.7	225.8	0.91	0.415
Jan. 19	2.7	0.298	6.0	101.9	323.5	137.7	287.7	1.16	0.479
Jan. 20	2.8	0.298	6.0	466.4	193.6	205.5	454.4	1.83	0.452
Jan. 21	2.2	0.320	5.9	455.6	65.4	194.4	326.5	1.31	0.596
Jan. 22	3.0	0.275	5.8	243.4	231.9	134.1	341.2	1.37	0.393
Jan. 23	4.2	0.321	5.9	349.5	-299.1	10.8	39.5	0.16	0.274
Jan. 24	5.7	0.443	5.9	370.1	32.2	29.1	373.2	1.50	0.078
Jan. 25	6.9	0.480	5.9	273.0	230.2	-389.9	893.2	3.59	-0.437
Jan. 26	6.7	0.385	5.9	495.6	-198.8	-65.7	362.4	1.46	-0.181
Jan. 27	4.8	0.364	6.0	358.9	-135.1	40.7	182.9	0.74	0.223
Jan. 28	0.2	0.307	5.6	-70.4	1782.5	787.1	924.9	3.71	0.851
Jan. 29	1.5	0.348	5.1	358.4	553.7	390.1	521.9	2.09	0.748
Jan. 30	4.0	0.340	5.0	361.4	34.0	70.5	324.9	1.31	0.217
Jan. 31	6.1	0.336	5.1	520.1	-317.4	-46.6	249.3	1.00	-0.187

