

本栖湖の水温・水質の季節変化と水収支

濱田浩美¹⁾ 勝又大樹²⁾ 大八木英夫³⁾

¹⁾千葉大学教育学部 ²⁾千葉市立花園小学校 ³⁾日本大学文理学部地球システム科学科

Investigation of Seasonal change of Water temperature and Water quality and Water balance on Lake Motosu-ko

HAMADA Hiromi¹⁾ KATSUMATA Daiki²⁾ OYAGI Hideo³⁾

¹⁾Faculty of Education, Chiba University ²⁾Hanazono Elementary school, Chiba City

³⁾Department of Geosystem Sciences, The College of Humanities and Sciences, Nihon University

本栖湖は、山梨県甲府市の南約22km、富士山の北西約17kmに位置し、864年に割海（せのうみ）が青木ヶ原溶岩流によって堰き止められ、西湖・精進湖と分離して形成された堰止湖である。湖水面標高は900m、水深は富士五湖の中で最深の121mを有する。本研究では、年間を通して湖心において水温、主要イオン濃度の分析とpH4.8アルカリ度の測定を行った。これらの調査結果から、水温・水質の季節変化と水収支を明らかにした。

The Lake Motosu-ko is located about 22km south of Kofu-City, Yamanashi Prefecture, and about 17km north-west of Mt. Fuji. The lake was formed by the natural damming of lake Senoumi the Aokigahara lava flow that began to flow by the eruption of the wealth volcano dammed uped. The altitude above the sea level is 900m, the depth is 121m. In this study, I conducted through the year the periodical measurement of the plumb distribution of the heart of the lake, main ion density analysis and pH 4.8 alkalinity measurement. From these observation results, I clarified the seasonal change of the water temperature and the water balance of the Lake Motosu-ko.

キーワード：水温（water temperature） 水質（water quality） 水収支（water balance）
本栖湖（Lake Motosu-ko） 富士五湖（Fuji five lakes）

1. 研究目的

本栖湖は山梨県甲府市の南約22km、富士山の北西約17kmの富士河口湖町と身延町の間に位置する溶岩流による堰止湖である。富士五湖の最西端にあり、湖水面標高は900m、水深は富士五湖で最深の121mを有している。

本栖湖は、864年の富士山の側火山、大室山の噴火で割海（せのうみ）が青木ヶ原溶岩流によって堰き止められ、本栖湖・精進湖・西湖に分離して形成された湖である。そのため本栖湖・精進湖・西湖は湖水面標高がほぼ同じで、水位変化も同様である。本栖湖には、流入・流出河川がなく、南西に位置する雨ヶ岳斜面の谷には水流が認められるが、通常は本栖湖に達する1kmほど上流で伏流する。

本栖湖では、吉澤ら（2008）の表層水によるバナジウム濃度の継続的な調査や田中（1921）、山本（1971）、濱野（1976）による夏季と冬季の水温・水質調査が行われているが、通年の継続的な水温・水質の鉛直調査は行われていない。また、富士山北麓は溶岩流によって形成された地形であることから、集水域の特定が難しく、研究結果や報告書によって集水域面積が異なることが多く水収支計算が困難であった。本研究では、年間を通して継続的調査を行い、水温・水質の季節変化および水収支を明らかにすることを目的とした。

2. 調査地の概要

2-1 本栖湖の位置および富士五湖の概況

図1は、調査地点位置図を示した。本栖湖は、北緯35度27分52秒、東経138度35分13秒に位置する富士河口湖町と身延町の境界にある湖である。

本栖湖は、864年に富士山の側火山、大室山の噴火によって割海（せのうみ）が青木ヶ原溶岩流によって堰き止められて形成し、その時に現在の西湖・精進湖と分離された。湖水面積4.7km²、最大水深121.6m、湖岸線長11.6km、集水域24.6km²、貯水量0.33km³、湖面標高900mで北側、南側、西側を1,000mから1,800mの山地に囲まれているが、東側は、なだらかな地形になっており、富士山麓を一望できる。透明度が高く、本州の湖では最も高い値を示し、屈指の清澄さを呈している。冬場を除き多くのウィンドサーフィンを楽しむ人たちが訪れ、10月から11月にかけては紅葉狩りに観光客が足を運ぶ。また、その景観の素晴らしさは、現在の千円札紙幣にも描かれるほどであり、日本を代表する湖である。

2-2 地形・地質

図2、図3には本栖湖の集水域図と地質柱状図を示した。本栖湖は東側になだらかな地形を持つが、その他を1,000mから1,800mの急な斜面を持つ山地に囲まれている。東側のなだらかな地形は、富士山の側火山である大室山の噴火による青木ヶ原溶岩流が流れた地域である。

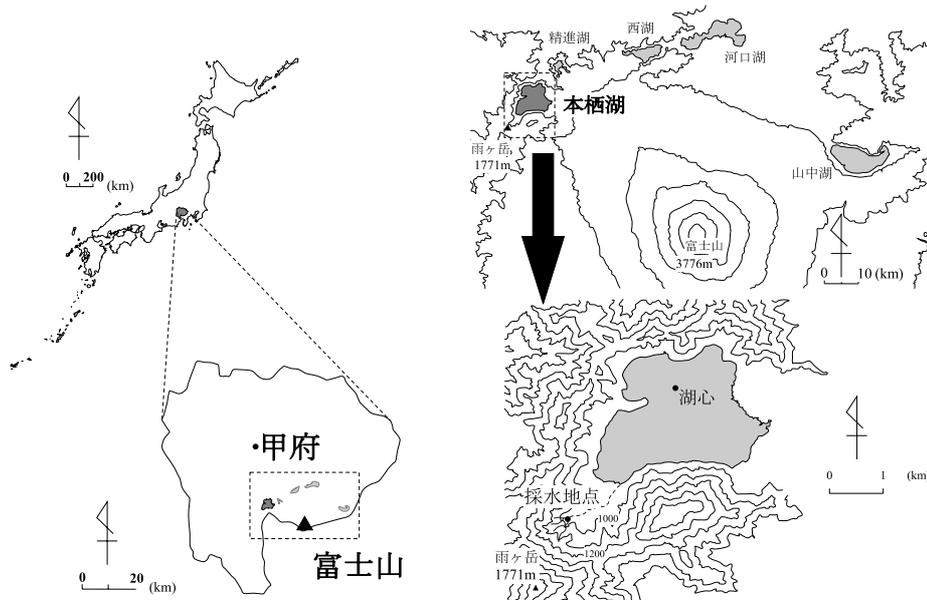


図1 調査地点位置図

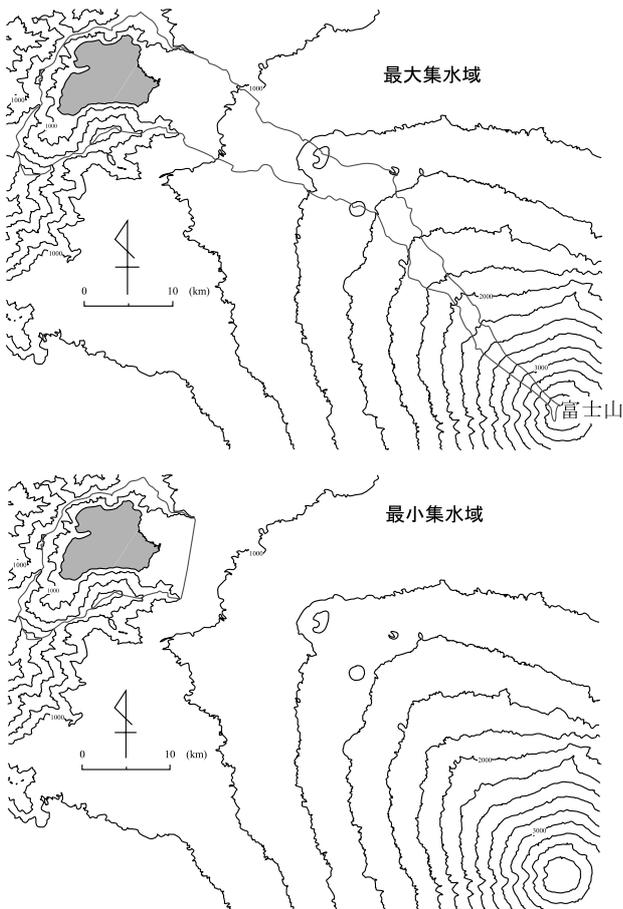


図2 本栖湖の集水域図

湖の東側は、ほとんどが溶岩で形成されており、特に40 mまではアア溶岩が分布し、特に透水性が高いことが考えられる。精進湖や西湖との地下水流動系は、水面から40mまでの比較的浅い層付近で行われると推測される。

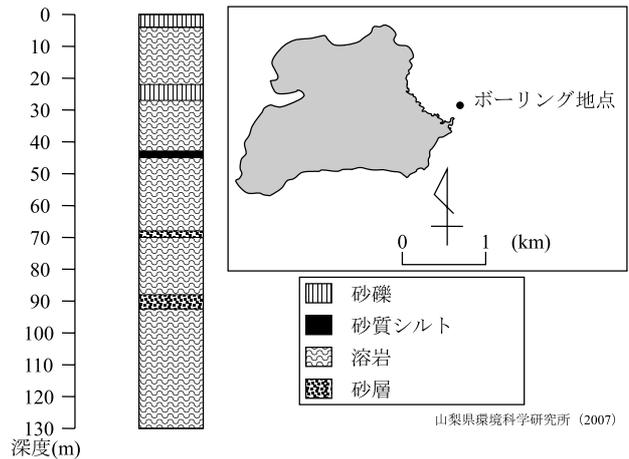


図3 地質柱状図

3. 研究方法

3-1 室内作業

3-1-1 諸元データの算出

本栖湖の諸元データはKashmir3Dおよび国土地理院発行の2万5千分の1地形図「精進」「鳴沢」「人穴」「富士山」を用いて算出した。計測項目は湖の長さ・湖の最大幅・湖岸線の長さ・湖面の面積・湖の最大深度・湖の平均深度・湖の容積・湖の肢節量である。

3-1-2 集水域地形の解析

本栖湖の集水域図は、Kashmir3Dおよび国土地理院発行の2万5千分の1地形図「精進」「鳴沢」「人穴」「富士山」を用いて作成した。作成した集水域図を用いて集水域面積を求め、諸元データの計測を行った。

3-1-3 気象データの整理

気温のデータは、気象庁観測所「河口湖」の日平均気温、月平均気温、それぞれの平年値を用いた。降水量のデータは、日降水量、月降水量、それぞれの平年値を用

いた。平年値は1933年～2010年までの値を用いて求めた。

3-2 現地調査

3-2-1 現地測定

現地調査は、2009年5月20日から1ヶ月に1度程度の頻度で2010年10月24日までの計18回行った。調査はすべて湖心で行い、採水は、0m・10m・20m・30m・40m・50m・100m・110mの深度で実施した。

また、2009年9月23日には本栖湖を除く富士五湖の表層水を採水し、2010年9月27日～29日にかけて本栖湖を除く富士五湖の表層水と白糸の滝、柿田川湧水を採水した。

a) 本栖湖

測定項目は、透明度 (m)、水温 (°C)、電気伝導度 ($\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$)、pH、2010年7月から、溶存酸素量 ($\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$) である。透明度の測定には、30cm白色セッキーパーチを用いた。水温・電気伝導度の測定は、Seabird社 (U.S.A.) 製のCTDを湖心に降ろし、0.5秒毎にデータを得た。pH測定は、東亜DKK(株)のガラス電極式水素イオン濃度指示計WM-22EP、溶存酸素量は、JFEアレックの燐光式D.O.センサーを湖心に降ろし、0.5秒毎にデータを得た。

b) 流入河川

2009年11月から月に一度、本栖湖南西の雨ヶ岳約970m、北緯35度26分43秒、東経138度33分52秒の地点 (以後、この地点を流入河川と記す) の沢水の水質の測定と採水を行った。測定項目は、水温 (°C)、電気伝導度 ($\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$)、pH、流速 ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) である。

電気伝導度・水温・pHの測定は東亜DKK(株)のガラス電極式水素イオン濃度指示計WM-22EPを用いた。流量の測定には、プライス型小型流速計 (中浅製) の流速計を用い、測定した流速から流量 ($\text{L}\cdot\text{s}^{-1}$) を求めた。

3-3 水質分析

3-3-1 主要イオン濃度・pH4.8アルカリ度

現地調査時に湖心で採水した湖水は、実験室で濾過し、主要イオン濃度分析、pH4.8アルカリ度測定を行った。主要イオン濃度分析には、島津製作所製のパーソナルイオンアナライザPIA-1000を用いた。

また、陽イオン濃度の測定は、独立行政法人国立環境研究所の島津製作所製高周波誘導結合プラズマ発光分光分析装置 (ICP) で分析し、測定した。

pH4.8アルカリ度の測定は、0.005Nの硫酸を滴定標準溶液として用いた。試料溶液である湖水や流入河川水約40mLに、メチルレッド―プロモクレゾールグリーン混合指示薬を3滴加え、pH=4.8を示す灰紫色を呈するまでの硫酸の滴定量から、アルカリ度を算出した。

3-4 水収支計算

3-4-1 蒸発散量の算出

月蒸発散量の推定は、気象庁観測所「河口湖」における月平均気温の値を用いてソーンスウェイト法によって求めた。月蒸発散量 e は以下の式により求められる。

$$e = 1.6(10t/I)^a$$

t : 月平均気温 (°C)

I : 熱示数

a は以下の式により求める。

$$a = 6.75 \times 10^{-7} \cdot I^3 - 7.71 \times 10^{-5} \cdot I^2 + 17.92 \times 10^{-7} + 0.49239$$

また、 I は月示数 i の合計であり、月示数 i は月ごとに以下の式により求められる。

$$i = (t/5)^{1.514}$$

以上の方法により算出した月蒸発散量を用いて日蒸発散量を求めた。月蒸発散量を求めた全ての月において、調査期間内を日平均した値を日蒸発散量とした。

3-4-2 地下水流入量と地下水流出量の算出

本栖湖には流入河川がなく、湖に流入する水は、雨水と地下からの流入である。雨ヶ岳の斜面の水流が見られる流入河川は、砂防ダムによって沢が基盤まで止水されているために、表流水だけでなく地下水もすべてオーバーフローして流れ出ている。そのため、集水域全域において、雨ヶ岳斜面と同様に雨水が浸透し、地下水が流入していると仮定し、地下水流入量を求めた。流入河川における最低流量と流入河川の集水域から比流量を算出し、基底流量とした。地下水流入量は以下の式から算出した。

$$G_{in} = B (A' - A)$$

G_{in} : 地下水流入量 ($\text{mm}\cdot\text{y}^{-1}$)

B : 基底流量 ($\text{mm}\cdot\text{y}^{-1}\cdot\text{km}^{-2}$)

A' : 湖面を含む集水域面積 (km^2)

A : 湖面積 (km^2)

地下水流出は、以下の水収支における基本式から算出した。

$$G_{out} + P = G_{in} + E + S$$

G_{out} : 地下水流出量 ($\text{mm}\cdot\text{y}^{-1}$)

P : 降雨量 ($\text{mm}\cdot\text{y}^{-1}$)

G_{in} : 地下水流入量 ($\text{mm}\cdot\text{y}^{-1}$)

E : 蒸発散量 ($\text{mm}\cdot\text{y}^{-1}$)

S : 発電による取水量 ($\text{mm}\cdot\text{y}^{-1}$)

上記の項目をすべて年単位 ($\text{mm}\cdot\text{y}^{-1}$) に変換し、水位とし、水収支計算を行った。

3-4-3 水収支における集水域の検討

図2の上の図は地形分水界から求めた本栖湖の集水域、下の図は最小集水域と仮定した集水域を示した。

本栖湖の集水域を地形分水界でみると、富士山頂まで延びる東側に広い形となる。しかし、本栖湖東側・富士山北麓地域は溶岩流の地形であり、多孔質で非常に透水性が高いことが考えられる。したがって、地下への流入や流出が与える影響は大きいと考えられ、地形分水界と実際の分水界は異なる可能性があり、集水域を決定するのは困難である。ここでは、地形分水界をもとに作成した富士山体を含む集水域を最大集水域と仮定した。また、本栖湖東側の溶岩流によって堰きとめられた部分までを集水域とした場合の富士山体を含まない集水域を最小集水域と仮定した。最大集水域と最小集水域における水収支計算を行うことによって、これまで困難とされてきた水収支の範囲を限定することを試みた。最大集水域の面積は24.64 km^2 で、最小集水域の面積は9.81 km^2 である。

4. 調査結果

4-1 室内作業結果

4-1-1 湖盆形態

図4には、本栖湖の湖盆図を示した。10mから50mまでは等深線の間隔が狭く、密集しており、非常に急な斜面になっている。東側は、入り組んだ形態を示し、溶岩流が堰き止めたことを窺うことができる。100m, 110m, 120mの等深線は広く分布し、特に120mの等深線は広範囲に広がっていて、鍋底型の形態を示すことができる。また、南西側の湖盆は比較的なだらかである。

4-1-2 気象データの整理

a) 月平均気温の過去データにおける位置付け

図5は、気象庁「河口湖」における月平均気温と平年値の比較を示した。調査期間中の月平均気温は平年値と比べ全体的に高いことがわかる。2009年の月毎の気温上昇は、年平均すると1.08℃であり、2010年には年平均で1.20℃の高い気温を示す。特に、2010年の6月～9月の夏季においては非常に高い値を示し、8月には2.39℃と平年値との差が最も大きくなった。

また、1990年～2010年の間における調査期間の位置付けでは、冬季は、1990年からほとんどの年で1月または2月の月平均気温が氷点下になるのに対し、2009年は1月が0.1℃、2月が3.1℃、また2010年は1月が0.2℃、2月が0.8℃と、ともに0℃を下回らず、比較的暖冬であった。夏季は、2009年が過去20年の中で平均的な値を示すが、2010年の8月は、気象庁観測所「河口湖」における1933年からのデータ中、最も高い月平均気温となった。

b) 月降水量の過去データにおける位置付け

図6は、調査期間における月降水量と平年値の比較を示した。調査期間中の月降水量を平年値と比較すると、2009年1月、5月、10月、2010年3月は多い値を示し、2009年8月、9月、2010年1月、8月には少ない値を示した。5月の平年値は120mmであるが、2009年5月は254mmと約130mm多く、最も差が多い期間であった。また、最も少ない期間は2009年9月で、平年値と比較し

て174mm少ない値を示した。多い月と少ない月があるものの、年降水量として比較すると2009年・2010年ともに平均的であることがわかった。

c) 月降水量と月蒸発散量の関係

図7は月降水量と月蒸発散量と月平均気温の関係を示した。月蒸発散量の最大は2010年8月で、119.5mmであり、最少は2009年1月に0.1mmを示した。月蒸発散量は1月・2月の冬季に小さい値を示し、7月、8月、9月の夏季に大きい値を示した。2009年1月には0.1mm、2010年1月に0.3mm、2010年2月には1.7mmとなった。2009年8月、9月、2010年7月、8月には、月蒸発散量が月降水量を上回った。

4-2 水温・水質の鉛直変化

図8～11に湖心部における水温・水質の鉛直分布を示した。

図8に示した2010年1月30日の観測では、透明度は14.0mを示し、水温は、表層で6.6℃、湖底で6.2℃の値を示す。表層と湖底で0.4℃のみの差であり、循環期の始まりを呈し、全層循環をしていることがわかる。2009年5月から2009年12月を通して湖底水温が6.1℃であったが、この時、はじめて6.2℃を示した。これは、循環

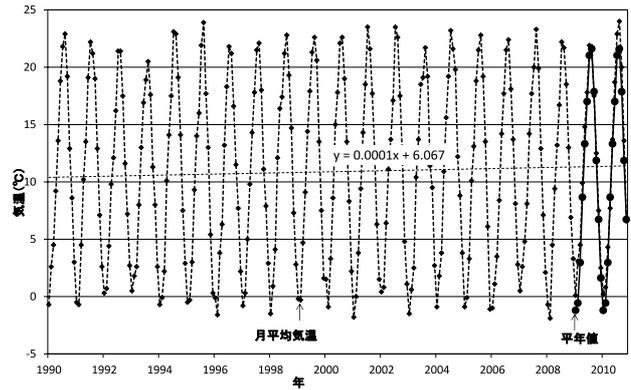


図5 気象庁「河口湖」における月平均気温と平年値の比較

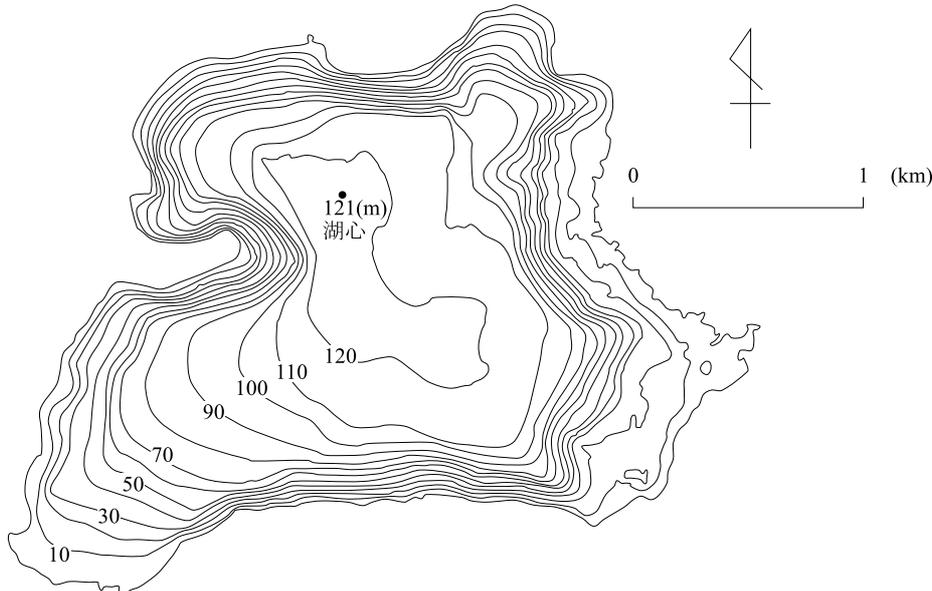


図4 本栖湖の湖盆図

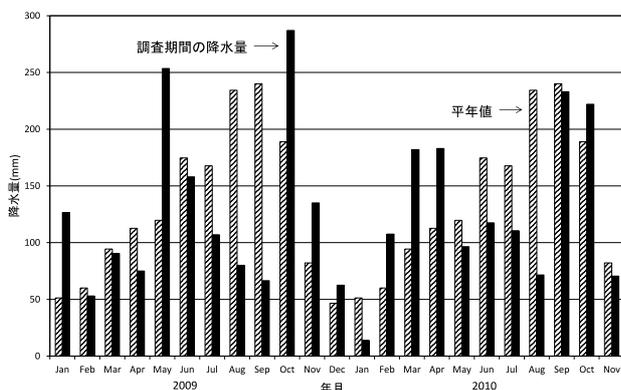


図6 調査期間における月降水量と平年値の比較

期に入ることによって全層循環が生じ、湖水混合により表層からの熱が拡散したためと考えられる。電気伝導度は、表層で $43.7\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ 、湖底では $43.9\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ の値を示す。50mでも $43.6\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ と全層で一様な値を示すことがわかる。pHは、表層で7.88、湖底では7.42と底層に向かい、僅かに酸性に傾くが、全層で大きな差はない。

図9に示した2010年3月31日の観測では、透明度は14.6mで、水温は、表層で 6.7°C 、湖底では 6.2°C となり、2010年2月と比較すると、表層と湖底の差が生じており、循環期の終了時期であることを示す。電気伝導度は表層で $42.5\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ であり、湖底では $43.3\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ と大差なく、循環期が継続していることを示す。pHは表層で7.12、湖底で7.11と2010年2月と同様に全層で一定の値を示す。

図10に示した2010年8月17日の観測では、透明度は16.6mであった。水温は表層で 25.4°C と調査日程の中で最も高い水温となった。2010年の8月は平年値と比較しても気温が非常に高く、1933年から最も暑いことがデータとして示されており、その影響が水温に現れていると考えられる。10mまでは温度勾配が緩やかで徐々に水温の低下をするが、11mから急激に水温は低下し、温度勾配は最大で $2.9^{\circ}\text{C}\cdot\text{m}^{-1}$ となる。約43mで水温は 7.0°C まで低下し、湖底では 6.3°C を示した。電気伝導度は表層で $42.4\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ である。14m付近で電気伝導度は最大の $46.1\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ となり、躍層が形成されていることがわかる。湖底付近では $44.4\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ であった。pHは表層で6.95、50mでは7.65、100mで7.52、湖底では7.40と50m付近が最も高い。溶存酸素飽和度は表層で86.8%であるが、躍層付近では108.0%まで上昇する。躍層よりも深い水深では、少しずつ低下していくが、湖底でも40%を示した。

図11に示した2010年9月29日の観測では、透明度は19.9mとこれまでの調査と比較して大きな値を示した。表層の水温は 21.6°C で14mまで 21.6°C の値を示し、はっきりとした表層を示す。14m以深では急激に水温が低下し、躍層の温度勾配は最大で $4.4^{\circ}\text{C}\cdot\text{m}^{-1}$ と、極めて大きく、非常に強固な躍層が形成されていることがわかる。約44mで水温が 7.0°C となり、湖底では 6.3°C を示した。電気伝導度は表層で $41.8\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ であり、湖底では $44.5\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ で、約 $3\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ の差がみられる。これは2009年の8月、9月、10月にも見られたように、雨水による

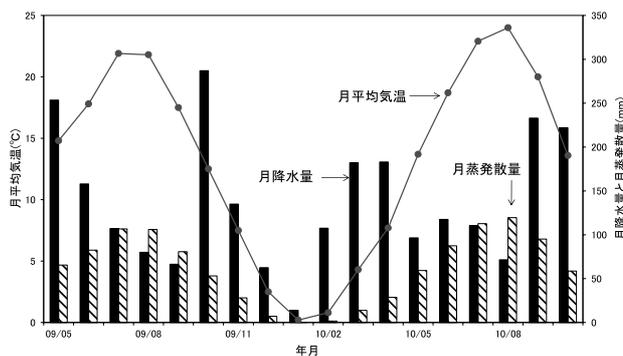


図7 本栖湖における月降水量と月蒸発散量と月平均気温

希釈が考えられる。躍層付近では $46.1\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ まで上昇する。pHは、表層で7.30、10mでは7.05、20mでは7.31、湖底では7.40を示した。溶存酸素飽和度は、表層で85.1%、躍層付近では114.2%まで上昇する。また、湖底でも36%であった。

4-3 主要イオン濃度分析

図12, 13に現地調査で採水した湖水および流入河川のヘキサダイアグラムを示した。図12は2010年1月30日の値を示し、秋季循環期であり、全層で同様な水質を示している。図13は2010年9月29日の値を示した。水温や電気伝導度、溶存酸素飽和度などの指標では、成層が確認できたが、水質組成では循環期と同様に各層での相違は見られなかった。

ヘキサダイアグラムから本栖湖湖水や流入河川は、中間領域に属することがわかる。中間領域は、河川水、伏流水および循環性地下水の多くが当てはまる。

図14, 15に現地調査で採水した湖水および流入河川のトリリニアダイアグラムを示した。図14は2010年1月30日の値を示し、図15は2010年9月29日の値を示した。いずれの季節も値の分布は差がなく、流入河川のみが異なる。トリリニアダイアグラムから本栖湖の湖水や流入河川は、アルカリ土類炭酸塩型に属することがわかった。

中間領域、アルカリ土類重炭酸型は、日本の循環性地下水の一般的なパターンである。本栖湖湖水は、0m~110mまで、または季節変化について大きな変化が見られず、1年を通して同様な組成を示す。表層水は、濃度が小さい時が見られ、雨水によって希釈されたことが窺える。流入河川は、季節によって多少の濃度変化はあるが、組成は変化していない。流入河川の方が全体的に高い濃度を示しているのに対し、本栖湖湖水は比較的濃度が低い。このことから、雨ヶ岳斜面から伏流して流入する地下水は、水質としても流量としても本栖湖の湖水に対する影響が少なく、その他の地下水流入や、雨水などの影響が大きいことが推測された。

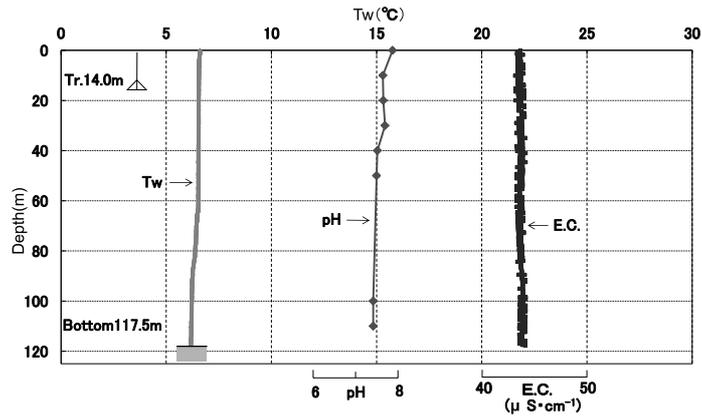


図8 湖心部における水温・水質の鉛直分布 (2010. 01. 30)

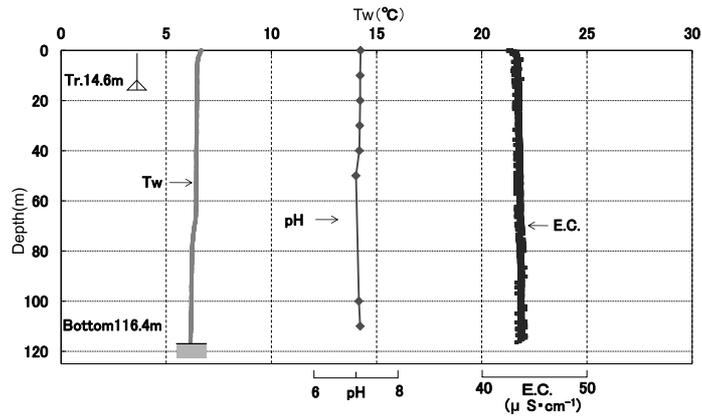


図9 湖心部における水温・水質の鉛直分布 (2010. 03. 30)

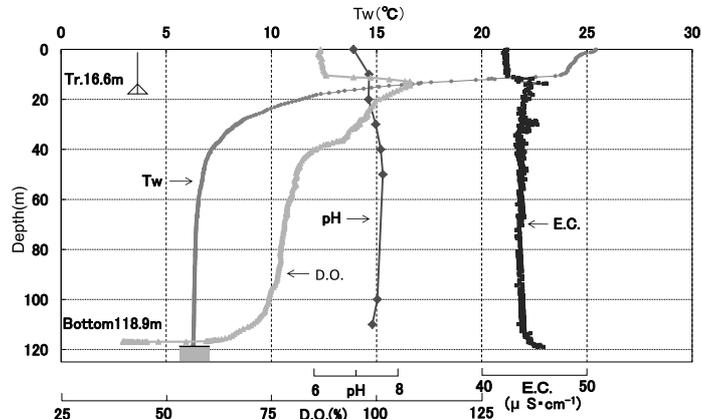


図10 湖心部における水温・水質の鉛直分布 (2010. 08. 17)

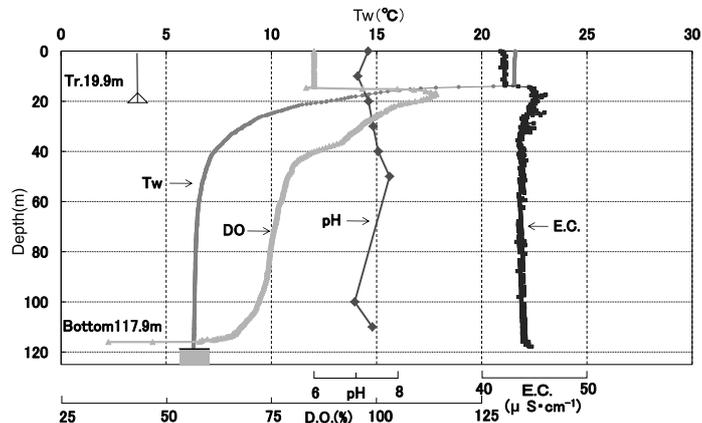


図11 湖心部における水温・水質の鉛直分布 (2010. 09. 29)

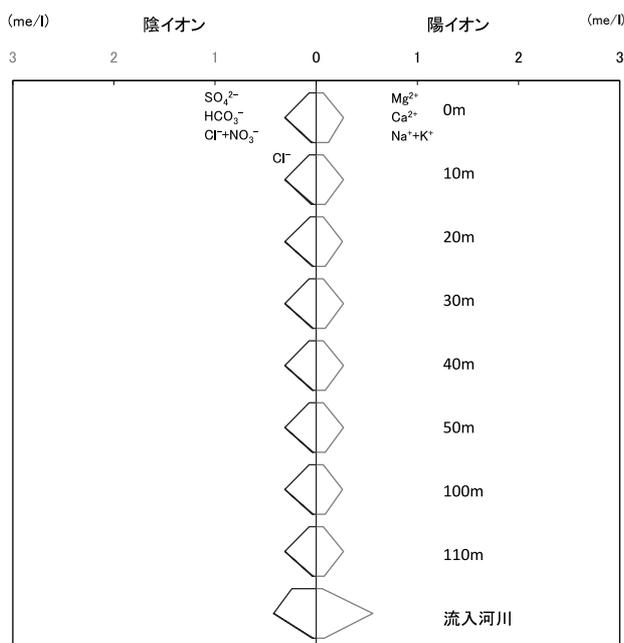


図12 湖水および流入河川のヘキサダイアグラム (2010. 01. 30)

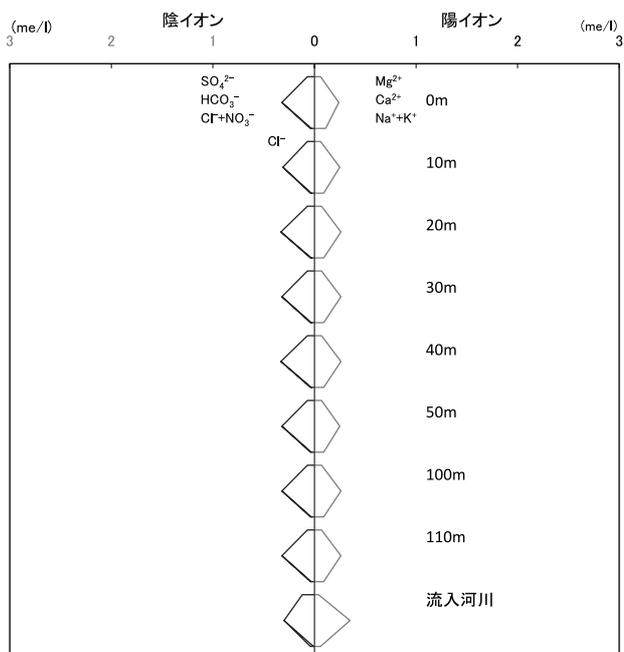


図13 湖水および流入河川のヘキサダイアグラム (2010. 09. 29)

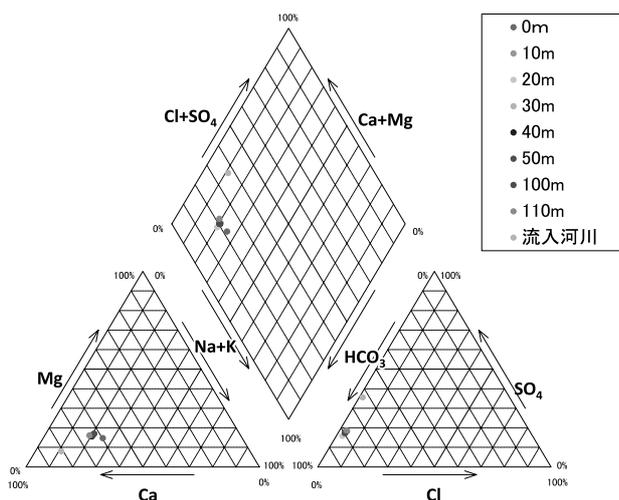


図14 湖水および流入河川のトリリニアダイアグラム (2010. 01. 30)

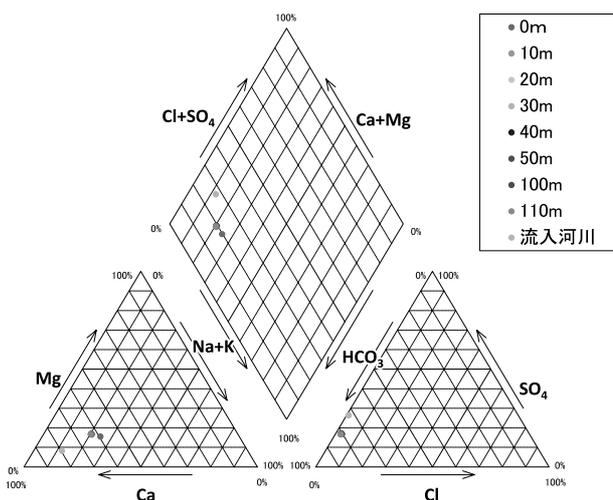


図15 湖水および流入河川のトリリニアダイアグラム (2010. 09. 29)

5. 考 察

5-1 湖心部における水温・水質の季節変化

5-1-1 湖心部における水温の季節変化

図16は湖心部における水温の季節変化を示した。1月末には、表層水温が6.6℃、湖底水温が6.2℃となり、表層と湖底で0.4℃と僅かな差を示しており、全層循環が始まっていることがわかる。循環期は1月末から3月末までの約60日間継続し、その60日間は、表層から湖底までの全層を通して水温が6.2℃～6.3℃と一様な値を示す。冬季には逆列成層を形成する湖沼が存在するが、本栖湖では、逆列成層をせずに循環が継続している。また、循環期が遅く、本栖湖よりも標高が高い、富士五湖の一つである山中湖でも、循環するのは10月から12月である(北川, 2010)。この理由は、第1に本栖湖は鍋底型の湖盆形態であるために湖面からの熱のやり取りが深部に

伝搬しにくいことが考えられる。春から夏にかけて湖面に与えられた熱は、少しずつ、ゆっくりと深部に伝わり、熱量を蓄えていく。秋になり気温が低下してもその熱量が逃げにくく、ゆっくりと熱量を放出することになり、躍層が消滅するのに時間がかかると考えられる。第2に、本栖湖は水深121mを有しており、表層の熱は湖底に伝わりにくいことが考えられる。12月、1月、2月には、月平均気温が氷点下になることがある月においても、水温の変化は小さく、本研究で得られた最低水温は約6℃となっている。過去のデータからも、表層が4℃を下回ることは生じにくく、本栖湖では、秋季循環期から冬季逆列成層には至らないことがわかった。

成層期は、4月～1月中旬であり、4月から成層しはじめ、表層水温は月を追うごとに上昇し、8月にピークをむかえる。8月からは水温が低下し、1月下旬に躍層が消滅し、成層がなくなる。また、4月から1月にかけて

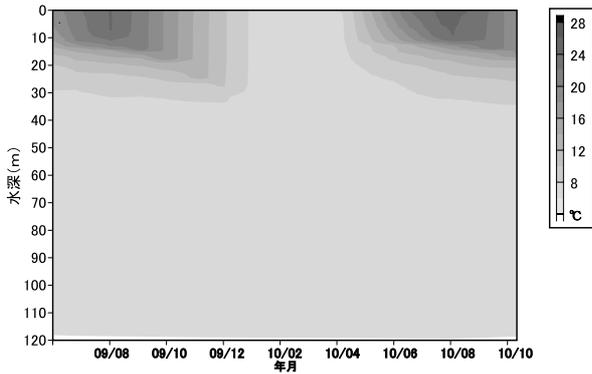


図16 本栖湖の湖心部における水温の季節変化

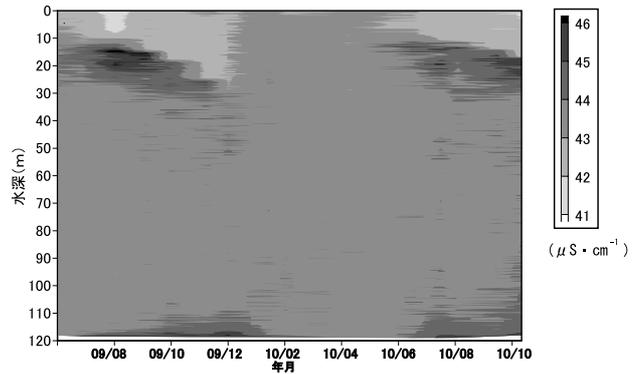


図17 本栖湖の湖心部における電気伝導度の季節変化

て、表水層が深くなり、躍層深度が降下する。40m以深では水温の季節変化が見られず、年間を通じて6℃～7℃を示すことも本栖湖の特徴である。

5-1-2 湖心部における電気伝導度の季節変化

図17は、湖心部における電気伝導度の季節変化を示した。循環期である1月末から3月末までは表層から湖底まで一様な値を示し、 $43\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}\sim 44\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ である。循環期は水温が表層から湖底までほぼ同じであるために、電気伝導度の変化が少なく、表層から湖底まで一様な値を示している。成層期は、表層の電気伝導度が低く、躍層付近では上昇し、深水層は循環期と同じような値を示す。表層の電気伝導度が比較的低くなるのは、雨水による影響が考えられる。4月から9月まで、つまり成層期の半分以上の期間では湖面の水温より気温が高いことから雨水の方が、表層より水温が高くなると考えられる。そのため、4月～9月までに表層に降った雨水は密度が低いので、そのまま表層にとどまることで、表水層を希釈し、電気伝導度を低下させる。10月以降については、強固な躍層に阻まれて、雨水が深水層に侵入できず、表水層だけに希釈効果が表れたと考えられる。

5-1-3 透明度の季節変化

図18は、調査期間における透明度の季節変化を示した。2009年の9月、2010年の9月、10月など、秋に透明度が上昇する傾向にある。本栖湖の透明度は、11.6～21.4mの間で変化し季節によって大きく変動した。最小値は2009年7月で最大値は2010年10月に確認され、その変動差は9.8mにも達した。吉村（1937）によれば、日本における最大透明度が20mを超える湖沼の高い順に、摩周湖（41.6m：1931年8月）・田沢湖（33.0m：1931年6月）・猪苗代湖（27.5m：1930年7月）・池田湖（26.7m：1929年5月）・支笏湖（25.0m：1926年5月）・倶多楽湖（24.3m：1916年9月）・洞爺湖（23.5m：1938年8月）・屈斜路湖（22.5m：1934年7月）・沼沢沼（21.0m：1930年9月）・十和田湖（20.5m：1930年9月）となり、本栖湖は18.0m（1929年8月）と報告している。また、環境庁自然保護局（1993）によれば、1980年代・1990年代ともに20.0mを越える透明度が観測されている湖沼は、摩周湖（28.0m：1991年）・倶多楽湖（22.0m：1991年）のみであり、このときの本栖湖の観測データは11.2mと、479湖沼中第10位であった。山梨県の公共用水域資料によれば、近年に幾度となく20.0mを越える透明度を観測しており、本研究においても、2009年9月に19.9m、

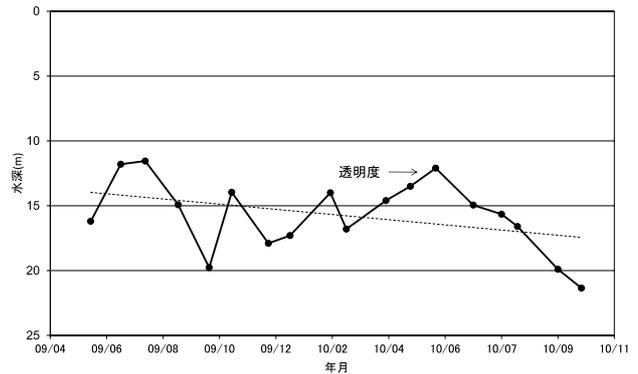


図18 調査期間における透明度の変化

2010年10月に21.4mを観測している。1991年の本州最高位にある青森県の赤沼が18.2mであるが、赤沼は湖底が18.2mであり、これ以上深くなることもないことから、本栖湖の透明度は現在、本州最高位であるといえることができる。

山梨県の公共用水域資料によると、平成15年以降透明度の上昇がみられる。それは、雨ヶ岳斜面の治水工事が完成したのが平成14年であり、工事によって土砂など透明度低下につながる懸濁物などの流入を抑制できたからではないかと推測された。

5-2 流入河川における水温・水質の季節変化

図19は、流入河川における水温・水質と流量の季節変化を示した。水温は、気温の変化に対応し、8月に最高値を示した。最も水温が低いのは3月（2009年3月30日）で、雪解け水の影響を受けていることが考えられる。電気伝導度は3月と4月に下がっており、雪解けの影響で希釈されたことが考えられる。流入河川の電気伝導度は、雨水による直接的な影響がない、または少ないと $50\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}\sim 70\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ の間で変化する。雨水や雪解け水によって大きな影響を受け、 $30\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}\sim 40\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ の間で変化をする。pHは6.72～7.76の間で変化し、年間で大きな変化を示さず、緩やかな変化をする。

流量は、2010年1月に最小で $2.16\text{L}\cdot\text{s}^{-1}$ 、2010年9月に最大で $141.8\text{L}\cdot\text{s}^{-1}$ と、非常に大きな差がみられた。流量は、季節変化ではなく、前日や前々日などの雨量によって影響を受けている。2010年9月の調査日の3日前に19mm、2日前に24mm、前日に69.5mmの降水量を記録したことから最大の流量となったことが考えられる。

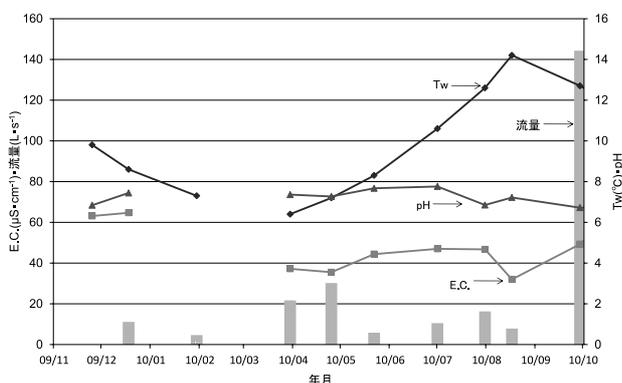


図19 流入河川における水温・水質と流量の季節変化

2010年1月, 8月, 10月は, 3日前の降雨が少なく, それ以前にも大きな降雨はないため, 基底流量に近い値を示していると考えられる。

5-3 水収支

5-3-1 日降水量と水位変動

図20には本栖湖における水位変動と日降水量(河口湖)を示した。本栖湖には流入河川や流出河川がなく, 雨ヶ岳斜面の谷には水流が認められるものの, 湖に達する1km手前で伏流してしまう。したがって水位の変動は降水, 蒸発, 地下水流入, 地下水流出, 発電による取水に限られる。そのため, 降水があった日には水位の上昇がみられ, 本栖湖・精進湖・西湖は水位が連動しているため, 一つの地下水流動系とみなして考えられる。西湖からの発電による取水も本栖湖の水位変動に影響していると考えられる。

3~4月にかけて年最低水位が出現した。これは, 冬季に降水が積雪となって流域に堆積し, 涵養量が減少したものと考えられる。その後, 5~6月には融雪と梅雨・台風にもない水位の上昇期となる。最高水位は, 10~11月にかけて現れ, その水位差は2.8mとなっている。

2010年7月14日~20日は, 本栖湖, 西湖からの発電による取水がなされていないため, この期間における水位上昇は降雨と地下水流入によって影響を受ける。この期間では, 降水量が2.9cmで, 日蒸発散量から2.5cmである。しかし, 水位は22cmほど上昇している。これは, 地下水流入の影響が考えられ, 集水域に降った雨水が伏流して流れ込んだことが影響であると考えられる。日降水の有無が水位の変動に影響を与えることは明確だが, 本栖湖の水収支において, その他の地下水流入や地下水流出, 発電による取水を日単位で求めることは困難である。

5-3-2 漏水の予測

無降雨期間において, 1日の水位差 ($\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$) から日蒸発散量 ($\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$) と発電による取水量 ($\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$) を引いた値が漏水量であると考えられる。西湖からの発電による取水が本栖湖に与える影響は, 本栖湖, 精進湖, 西湖が1つの湖であると仮定して, その3湖の表面積から換算して算出した。それぞれの湖は青木ヶ原溶岩によって分断され, 溶岩が多孔質であるために地下水が移動できると考えられている。溶岩の間に浸み込んでいる地下水は, 単位体積当たりの量が非常に低いと推定されるので, 0に近似することができると仮定して,

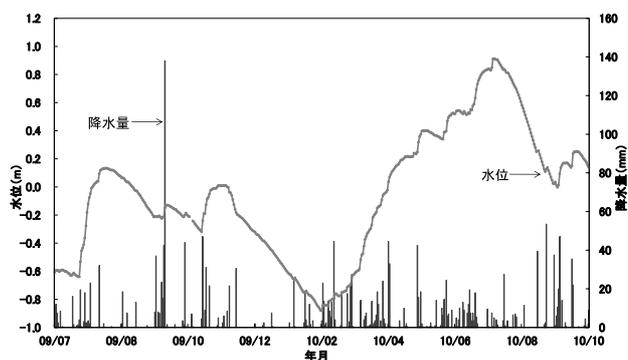


図20 本栖湖における水位変動と日降水量

西湖の取水による本栖湖への影響を算出した。

調査期間の中で日水位差が最も大きかったのは2010年の9月であった。2010年9月の無降雨時の最大の水位差は, $31.4\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$ であり, 日蒸発散量は, $3.2\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$ であった。西湖からの発電による取水が $6.7\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$ であり, 調査期間内における最大の漏水量は $21.3\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$ に及ぶと考えられる。また, 冬季での最大日水位差は2010年1月に $11.5\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$ の値を示した。2010年1月における日蒸発散量は $0.1\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$ であり, 西湖からの取水は $0\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$ であるので, 冬季の最大漏出量は $11.4\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$ に及ぶと考えられる。

1991年8月~10月の3ヶ月間の降水量が1,382mmにもおよぶ集中豪雨時には, 西湖で8.73m, 精進湖で7.79m, 本栖湖で6.50mの水位上昇が記録された。平年値の湖水位まで回復するのに長い時間を要したことから, 湖岸の人々の生活に大きな影響をあたえたことを指摘されており, このように, 短期的な水位変化に対する調節機能が小さいことが, 流出河川を持たない本栖湖にとって大きな特徴である。

5-3-3 年間流入・流出

本栖湖における水収支は, 地下水流入量 ($\text{mm}\cdot\text{y}^{-1}$), 降雨量 ($\text{mm}\cdot\text{y}^{-1}$), 地下水流入量 ($\text{mm}\cdot\text{y}^{-1}$), 蒸発散量 ($\text{mm}\cdot\text{y}^{-1}$), 発電による取水量 ($\text{mm}\cdot\text{y}^{-1}$) から算出した。西湖の発電による取水量は地下水流入に含まれることになる。降水量は $1,495\text{mm}\cdot\text{y}^{-1}$, 蒸発量は $594\text{mm}\cdot\text{y}^{-1}$ であった。発電による取水量は $528\text{mm}\cdot\text{y}^{-1}$ となった。地下水流入は比流量を用いるために, 集水域面積によって決定される。また, 地下水流出は地下水流入によって変化する。

5-3-4 最小集水域と最大集水域による水収支の比較

本栖湖の東側には青木ヶ原溶岩流によって堰きとめられた地形が広がっている。また, 湖の水深約40mまではアア溶岩が堆積しており, 多孔質で非常に水を通しやすいことが知られているため, 地形分水界が実際の分水界と異なることが考えられる。そこで最大集水域と最小集水域を求めることで, 本栖湖に出入りする水のバランスを限定しようと試みた。

図21は, 本栖湖の水収支を示した。上の図は最小集水域, 下の図は最大集水域として計算した結果を示した。最小集水域の時, 地下水流入量は, $191\text{mm}\cdot\text{y}^{-1}$ となり, 地下水流出量は $564\text{mm}\cdot\text{y}^{-1}$ となる。湖に流入する水は雨水が大きな割合を占めていることがわかる。湖からの

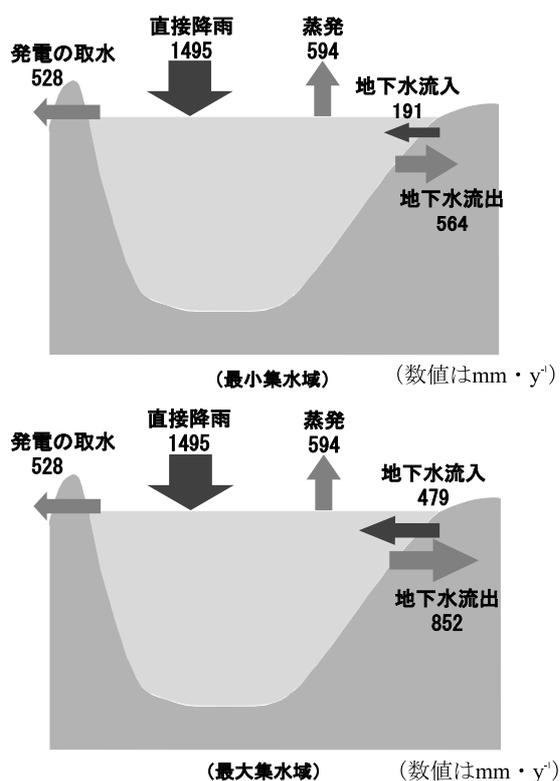


図21 本栖湖の水収支

流出は、蒸発量、地下水流出量、発電による取水量が、同じ割合となる。

最大集水域の時、地下水流入量は $479\text{mm}\cdot\text{y}^{-1}$ となり、地下水流出量は $852\text{mm}\cdot\text{y}^{-1}$ となる。湖に流入する水は雨水が大きな割合を占め、地下水流入量は降水量の3分の1程度である。湖からの流出は、地下水流出量が最も多く、全体の4割を超える。

最小集水域での水収支と最大集水域での水収支とを比較すると、地下水流出量は1.5倍、地下水流入量は2倍以上の差を呈した。どちらにおいても、降水量が水収支の大きなウェイトを占めていることが明らかとなった。

6. まとめ

1) 本栖湖では、成層が4月から始まり、1月の下旬に消滅する。また、冬季は、鍋底型の形状と最大水深が120mにも及ぶため逆列成層をせず、1月の下旬から循環期が始まり、3月の下旬まで循環が継続する年1回のみ循環がみられる1循環湖である。

2) 溶存酸素飽和度が湖底においても40%ほど存在し、本栖湖が貧栄養で生産性の小さな湖であることが示された。

3) 最小集水域での水収支と最大集水域での水収支とを比較すると、地下水流出量は1.5倍、地下水流入量は2倍以上の差を呈した。どちらにおいても、降水量が水収支の大きなウェイトを占めていることが明らかとなった。

4) 本研究では本栖湖についての水収支計算を行ったが、精進湖、西湖の間の地下水流動を考え、3つの湖を1つの地下水流動系とみなして水収支計算を行うことが必要である。

謝 辞

本研究を進めるにあたり、試料の分析に御協力頂いた独立行政法人国立環境研究所の田中敦氏に感謝を申し上げます。本研究において資料の提供を頂きました気象庁、国土交通省、環境省、山梨県、東京電力株式会社、日本軽金属株式会社の皆様に、ここに記して心より御礼申し上げます。

また、現地調査や論文の検討において御協力頂いた千葉市立誉田小学校の中谷真菜美さん、千葉大学大学院教育研究科山本真大さん、教育学部4年の中村孝司さん、猪狩義貴さん、桑久保綾香さん、水越成美さんに、この場を借りて御礼申し上げます。

参考文献

- 新井 正(2004)：地域分析のための熱・水収支水文学。古今書院，309ページ
- 大八木英夫・濱田浩美(2010)：本栖湖における水温および電気伝導度の季節変化について。日本大学文理学部自然科学研究所研究紀要，45，289～299
- 半谷高久・小倉紀雄(1995)：第3版水質調査法。178～245，丸善株式会社
- 西條八東・三田村緒佐武(1995)：新編湖沼調査法。27～37，53～60，74～80，講談社サイエンティフィク
- 日本分析化学会北海道支部(2005)：第5版 水の分析。186～191，(株)化学同人
- 濱田浩美・北川義人(2010)：山中湖における水温・水質の季節変化と水収支に関する研究。千葉大学教育学部研究紀要，58，371～380