



Title	積雪寒冷地における洞爺湖流域の蒸発散量と流出特性
Author(s)	浦野, 慎一; 栗原, 洋和; 岡田, 啓嗣
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 65, 11-22
Issue Date	2002-03-25
DOI	10.14943/gbhu.65.11
Doc URL	<a href="http://hdl.handle.net/2115/14300">http://hdl.handle.net/2115/14300</a>
Type	bulletin (article)
File Information	65_p11-22.pdf



[Instructions for use](#)

## 積雪寒冷地における洞爺湖流域の蒸発散量と流出特性

浦野 慎一

北海道大学大学院農学研究科農業物理学研究室

栗原 洋和

北王コンサルタント株式会社

岡田 啓嗣

北海道大学大学院農学研究科農業物理学研究室

(2002年1月17日受理)

## Evapotranspiration Rates and Hydrological Characteristics in Snowy Cold Region, Lake Toya Basin, Hokkaido, Japan

Shin-ichi URANO

Laboratry of Agricultural Physics, Graduate School of Agriculture, Hokkaido University

Hirokazu KURIHARA

Hokuou Consaltants Co., Ltd.

and

Keiji OKADA

Laboratry of Agricultural Physics, Graduate School of Agriculture, Hokkaido University

(Received January 17, 2002)

In order to study the hydrological characteristics of lake basin in cold snowy region, the water budget of Lake Toya basin were investigated by calculating the water budget of the lake for about past 15 years. The values of precipitation were revised by using the catching rate of rain gage because it was guessed the water discharges were overestimated. As result, the annual evapotranspiration rates calculated from the water budget were closed to that of estimation by Penman method from the meteorological data in the basin and the factor F of Penman.

The discharge from the basin had the highest value in snowmelt season of April, and the lowest value in winter of January and February. After snowmelt season the discharge was related to the precipitation. The water storage in the basin had the maximum in winter and the minimum in snowmelt season. As the seasonal process of discharge, it was become clear that, in winter the snow cover didn't contribute to discharge and the main component of discharge was groundwater, and in snowmelt season the discharge had large value because

the melting water adding the normal discharge was runoff from the basin, and after snowmelt season the normal process of discharge was occurred.

## I. はじめに

北海道など積雪寒冷地では、冬期の降雪が積雪という形で流域内に貯留されるため、流域からの流出は温暖地の流域とは異なった特性を示す。例えば河川流出量に着目すると、温暖地ではその地域の降水量の季節変化と類似した流出パターンを示すが、積雪寒冷地では降水量とは無関係に、冬期に流出が少く融雪期に多いという変化がみられる。その融雪期の流出特性は地形・地質によって様々であるため、積雪寒冷地における流出特性に関する研究は、融雪流出に焦点をあてたものが多い。しかしそれらの研究は流出経路など融雪水の流出過程に焦点をあてた研究がほとんどであり、流域全体の水収支の中で融雪流出を位置づけた研究は少ない。また研究の対象は河川流域が多く、複数の河川が存在する湖流域を対象とした研究例は少ない。

流域水収支の季節変化を明らかにするには、流域貯留量の把握が必要である。貯留量は降水量、蒸発散量、流出量がわかれば収支式の残差から求められる。流域など広域的な蒸発散量については、現在人工衛星データを使う推定法などが検討されている（岡田ほか、2000）が、有効な方法はまだ確立されていない。しかしある程度の誤差を容認すれば、ペンマン法（Penman, 1948）等でも流域蒸発散量を推定することが可能である。一方流出量については、河川流量から流出量が求められるが、複数の流入河川が存在する湖流域等では流出量の正確な把握は困難であり、河川の流量観測による方法とは別な方法で流出量を推定する必要がある。

そこで本研究は、多くの河川が湖へ流入している洞爺湖流域を対象に、湖の水収支から流域の流出量を推定することを試みた。また流域の蒸発散量をペンマン法で推定し、洞爺湖流域の水収支の季節変化を求め、積雪寒冷地における湖流域の流出特性の特徴を検討した。

## II. 洞爺湖流域の概要

### 1. 流域の概要

洞爺湖は、北海道の南西部に位置するほぼ円形のカルデラ湖で、中央には中島がある。大きさは東西約 11 km、南北約 9 km、最大水深約 180 m、湖水面積約 70 km<sup>2</sup> で、湖水を除いた流域面積は 101.6 km<sup>2</sup> である。湖とその流域は長流川水系に属し、湖水は牡賢川を通じて長流川へ流出している。湖へ流入する最大の河川は北部の幌別川で、その他大小 50 以上の河川が湖へ流入している。洞爺湖流域の概要と流入河川の状況を Fig. 1 に示す。

洞爺湖流域は、その大部分が新第三紀火山岩からなり、北東部と西部にはこれら新第三紀層で作られた起伏の大きい山地が存在する。北西部から北部にかけては洞爺軽石流堆積物（横山ほか、1973）で覆われた台地が広がっており、台地と湖の間は約 200 m の落差がある急崖になっている。流域の南端には、洞爺カルデラ形成後、沖積世に噴出した複式火山の有珠山がある。有珠山の基

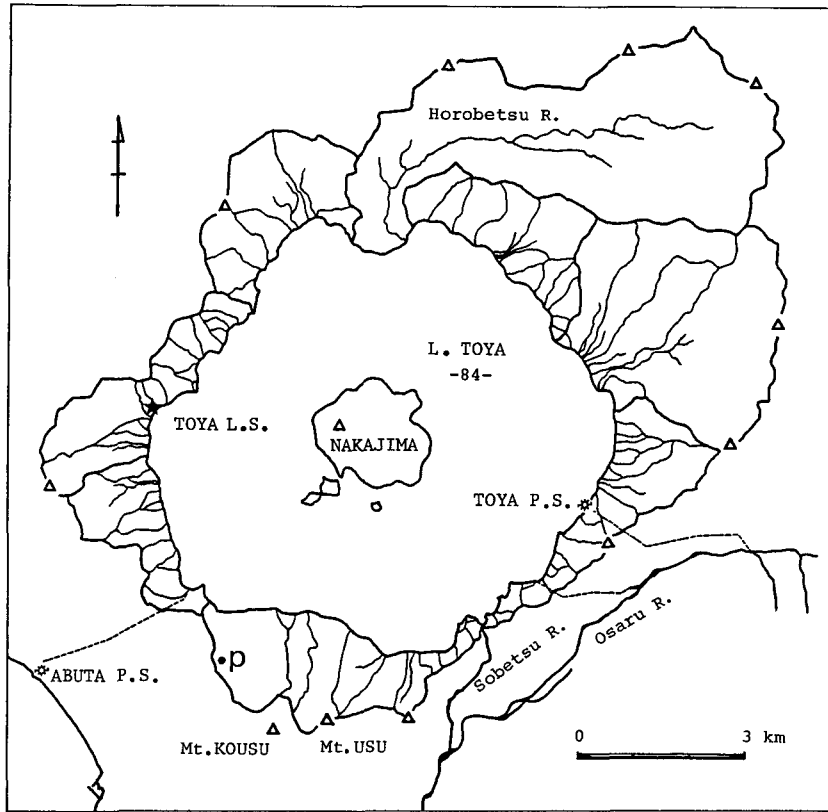


Fig. 1. Lake Toya and its Drainage Basin.

盤岩はノットコ溶岩（太田，1956）と称される新第三紀鮮新世の火山岩類とみられている（山口ほか，1980）。南部はこの新第三紀層を覆う有珠山の火山噴出物から構成されており，温泉街がある山麓の扇状地には，それらの2次堆積物である未固結の透水性の高い扇状地堆積物が広く分布している。このため，南部の有珠山地域は洞爺湖流域の中で河川の比流量が最も小さい地域になっている（Urano，1987）。

洞爺湖流域で農地として利用されているのは，北部の幌別川流域の沖積平野と西部に広がる台地の部分に限られ，北部の沖積平野には水田が，台地では馬鈴薯などを栽培する畑地が広がっている。流域のその他の部分は森林で覆われており，その面積は流域全体の70%以上に達する。

## 2. 湖の水利用

洞爺湖の湖水は発電用水，水道用水，灌漑用水などに利用されており，人間生活とも深く関係している。このため，水利用は湖の水位変動が1 m以内に収まるよう計画され，実施されている。

発電は，噴火湾岸にある虻田発電所と湖の東部湖岸にある洞爺発電所の2カ所で行われている。虻田発電所では，洞爺湖の水を発電に利用して海へ排出している。一方洞爺発電所では，長流川

上流の久保内で堰き止めた水をトンネルで湖岸の発電所まで導入し、その水を発電に利用した後湖へ排出している。つまり洞爺発電所の発電用水は、虻田発電所で使う水を補償する役目を果たしている。水道用水としての利用は、湖の西南にある取水施設から水を取り、浄化処理した後湖畔の洞爺湖温泉、壮瞥温泉、旭浦、月浦地区へ上水道として配水されている。また灌漑用水は、湖の南東から取水され、壮瞥町の農地の一部に供給されている。その他人為的な水の出入りとして、発電には直接利用されずに洪水調節として湖へ流入される長流川の水や、市街地から湖へ流入する温泉排水、水道排水などがある。これら湖へ流入または流出する人為的水利用量は、1982年から1985年までの4年間の平均で、湖への全流入量の73.8%、全流出量の91.5%で、湖の水収支に占める割合が極めて大きい(浦野, 1987)。

### III. 研究方法

#### 1. 湖と流域の水収支

洞爺湖の水収支は、次式で表される。

$$A_l \frac{\Delta h}{\Delta t} = A_l(P - E_l) - Q_m + X \quad (1)$$

但し、 $A_l$ : 水面の面積 ( $L^2$ )、 $\Delta h$ : 水位  $h$  の変化量 ( $L$ )、 $\Delta t$ : 収支の期間 ( $T$ )

$P$ : 降水量 ( $LT^{-1}$ )、 $E_l$ : 湖面蒸発量 ( $LT^{-1}$ )、 $Q_m$ : 人為的水利用量 ( $L^3T^{-1}$ ) (正が流出)、 $X$ : 流域から湖への流入総量 ( $L^3T^{-1}$ ) (正が流入)

(1)式の  $X$  は自然現象で湖へ流入する河川水や地下水の総量であり、次式で表される。

$$X = R + G_{in} + G_D \quad (2)$$

$$G_D = G_{Din} - G_{Dout} \quad (3)$$

但し、 $R$ : 河川からの流入量 ( $L^3T^{-1}$ )、 $G_{in}$ : 流域からの地下水流入量 ( $L^3T^{-1}$ )

$G_D$ : 分水界流入出地下水量 (正が流入) ( $L^3T^{-1}$ )

$G_{Din}$ ,  $G_{Dout}$ : 分水界流入および流出地下水量 ( $L^3T^{-1}$ )

(2)式は、水収支を正確に表現するため、流域からの地下水流入量  $G_{in}$  と分水界流入出地下水量  $G_D$  を区別して考えている。 $G_{in}$  は流域に貯留された水が地中を通して湖へ流入する地下水で、比較的浅い地下水である。一方分水界流入出地下水量  $G_D$  は、分水界を越えて流入または流出する深層地下水の総量であり、流域の降水量や貯留量に左右されない長期的な地下水の流れである。 $G_D$  は、概念的には(3)式のように、分水界流入地下水量  $G_{Din}$  と分水界流出地下水量  $G_{Dout}$  に分けられるが、この両者は量的に区別することができない。しかし、この  $G_D$  は水収支の他の項と比べて極めて小さいと考えられるから、無視してよい。したがって  $X$  は、流域からの河川流出量  $R$  と地下水流出量  $G_{in}$  の和になり、これが流域からの総流出量になる。

一方、流域の水収支は次のようになる。

$$A_b \frac{\Delta S}{\Delta t} = A_b(P - E_b) - X \quad (4)$$

但し,  $A_b$ : 流域(陸地)の面積(L<sup>2</sup>),  $\Delta S$ : 流域貯留量  $S$  の変化量(L),  $E_b$ : 蒸発散量(LT<sup>-1</sup>)

(4)式の  $X$  は(3)式の  $X$  と同じである。年間水収支を考える場合は,  $X$  がわかれば  $\Delta S \approx 0$  とおいて年蒸発散量  $E_b$  を求めることができるが, 季節変化を明らかにするには  $E_b$  が必要になる。 $E_b$  がわかれば収支式の残差から  $\Delta S$  が求められる。

## 2. データの取得と計算

湖の水収支は以下のデータを取得して計算した。北海道電力の虻田発電所流量月報から, 1981年12月から1996年11月までの15年間における湖水位, 発電用水等の水利用量のデータを取得した。また, 温泉排水(洞爺湖温泉組合資料)と水道排水(虻田町資料)は, 過去に取得した1981年から2年間のデータを使った。温泉排水と水道排水は全体の水収支に占める割合が小さかったため, その他の期間については上記期間の平均値を使った。降水量は洞爺湖温泉と大滝村のアメダスデータおよび北海道大学洞爺湖臨湖実験所観測データを使い, 3地点の平均値を流域全体の値とした。また湖面蒸発量  $E_l$  は, 棧橋で観測した正味放射量と水面のブイ(北大臨湖実験所の沖約200m)で観測した高さ2mの気象要素(気温, 湿度, 風速)および水温分布(0m, 5m, 10m, 15m, 25m, 45m深)のデータから, 1995年から1997年までの2年間についてペンマン法(Penman, 1948)で計算した。長期水収支の計算ではこの  $E_l$  の2年間の平均値を全ての年に適用して計算した。

一方流域の水収支については, 流域北東の台地上(成香)で観測した1995年から1997年までの正味放射量および温湿度データと上記ブイで観測した風速データを使ってペンマン法で可能蒸発散量を求め, 蒸発散比を仮定して実蒸発散量を推定した。

## IV. 結果と考察

### 1. 湖の水収支各項の変化

Fig. 2からFig. 4に, 洞爺湖における1981年から1996年までの水位  $h$ , 人為的水利用量  $Q_m$ , 降水量  $P$  の変化を示す。 $Q_m$  は湖水位に換算した値である。水位  $h$  は, 変化幅がおおむね1m以内に収まっており, 3月から4月に低くなり, 6月から9月に高くなる傾向にあった。また水位変化量  $\Delta h$  は, 2, 3月に負のピークが, 融雪期の4, 5月に正のピークが現れた。これは自然現象だけではなく, 発電用水を主とする人為的水利用量  $Q_m$  が2, 3月に大きく, 4, 5月に小さいという季節変化も影響している。降水量  $P$  は, 8月から10月にかけて多く, 2月, 3月には少ないという傾向がみられた。また4月に一時的に多くなることも特徴である。降水量は各年によって差があり, そのばらつきは他の水収支項より大きかった。なお年降水量は, 平均値で1140mm/yearであった。

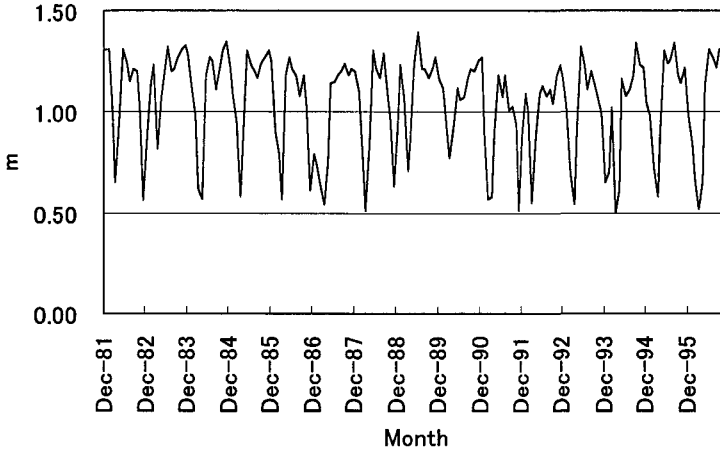


Fig. 2. Water level ( $h$ ) of the lake from Dec. 1981 to Nov. 1996.

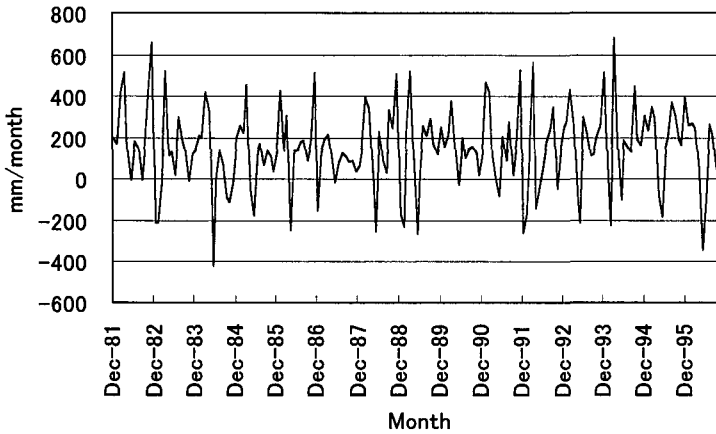


Fig. 3. Monthly water discharge ( $Q_m$ ) from the lake for human use from Dec. 1981 to Nov. 1996.

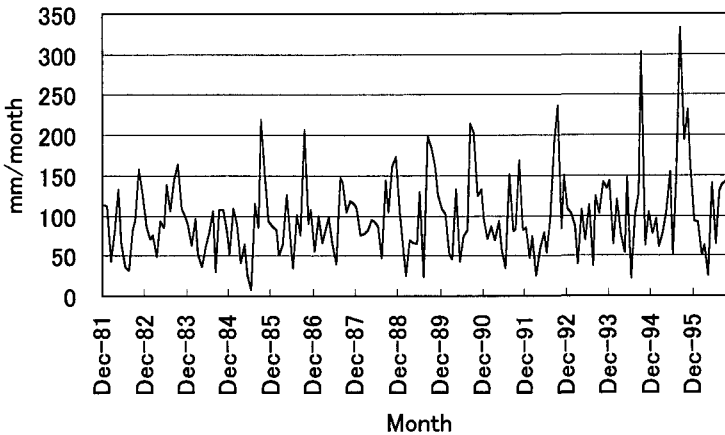


Fig. 4. Monthly precipitation ( $P$ ) on the lake and its drainage basin from Dec. 1981 to Nov. 1996. These values are the average one of Otaki, Toyako-onsen and Toya Limnological Station.

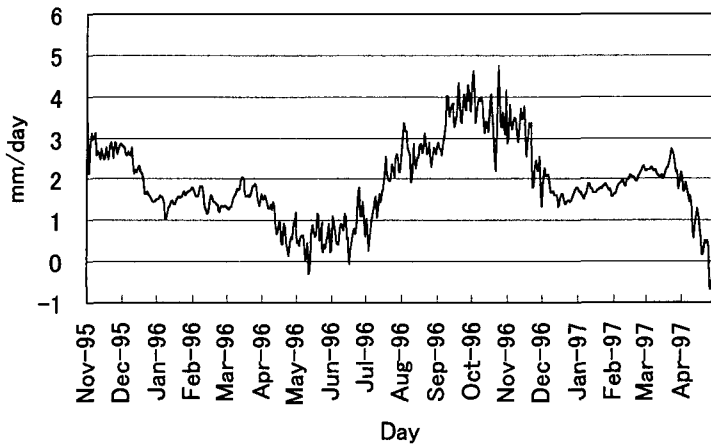


Fig. 5. Daily evaporation rates from the lake during Nov. 1995 to May 1997.

Fig. 5 は、1995 年から 1997 年までの 1 年半の湖面蒸発量  $E_l$  の変化である。 $E_l$  は、10、11、12 月の冬期に多く 5、6、7 月の夏期に少なかった。また年蒸発量は、前半の 1 年間(1995 年 11 月から 1996 年 11 月)は約 650 mm/year であったが、後半の 1 年間(1996 年 5 月から 1997 年 5 月)は約 740 mm/year であった。これは、Fig. 5 からわかるように 1996 年から 1997 年にかけての冬の蒸発量が多かったためである。洞爺湖の蒸発量については、近藤(1981)が数値計算から推定した 512 mm/year という値がある。本研究の観測値は近藤(1981)の数値と比べると若干大きく、平均値としては過大評価している可能性もある。蒸発量の平均的な年間値と季節変化を得るためには数年間のデータの蓄積が必要であるが、計算に必要なデータが欠測なく連続して得られた期間は、図に示した 1 年半だけであったため、本研究では観測値から推定した Fig. 5 の値を洞爺湖の蒸発量として使用した。

## 2. 流域からの流出量 $X$ とその季節変化

Fig. 6 は、月単位で計算した洞爺湖の水収支である。計算は 15 年間について行ったが、ここでは 1988 年から 1993 年までの 5 年間のデータを示した。流域からの流出量  $X$  および水利用量  $Q_m$  は湖の水位に換算した値である。図から、 $X$  は 4 月の融雪期に最大値を示し、冬期の 1、2 月に最小値が現れているのがわかる。これをもう少し詳しく検討するため、水収支の 1 年の季節変化を求めてみた。

Fig. 7 は、水収支各項の月平均値を使って求めた 1 年間の平均的水収支である。流出量  $X$  は、(2)式で示されるように流域からの流出量(河川流出量  $R$  と地下水流出力  $G_{in}$ )と分水界流入地下水量  $G_D$  の和である。しかし、洞爺湖においては  $G_D$  は極めて小さい(浦野, 1987)ため、 $X$  の大部分は流域からの流出量と考えてよい。図から、 $X$  は 4 月の融雪期に最大値を示し、冬期の 1、2 月に最小値が現れているのがわかる。また、融雪期以後の 6 月には一旦小さくなり、6 月以降



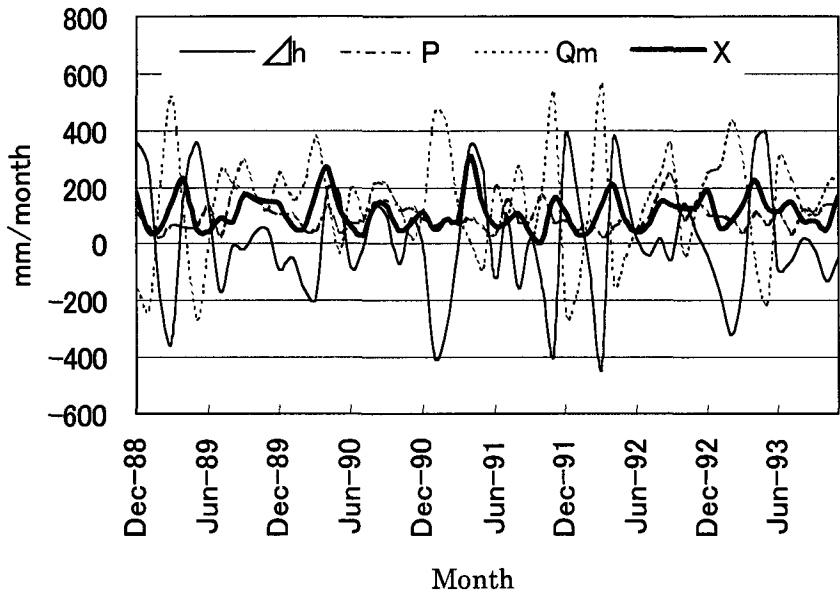


Fig. 6. Water budget of the lake from Dec. 1988 to Nov. 1993.  $\Delta h$  is the change of water level in the lake,  $P$  is the precipitation,  $Q_m$  is the discharge for human use, and  $X$  is the inflow rate as discharge from the basin.

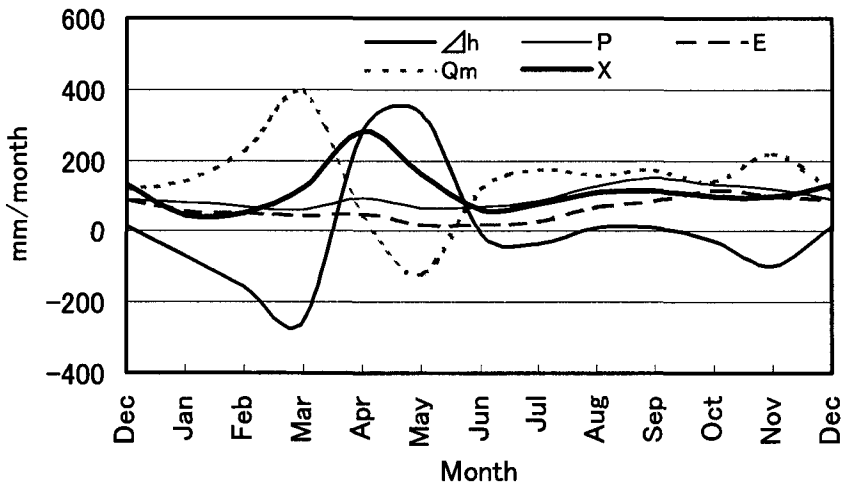


Fig. 7. Mean annual water budget in the lake. Marks are the same as Fig. 5 except  $E$ , evaporation rates.

は  $P$  に比例した変化になっている。なお、 $X$  の年平均値は 1360 mm/year であった。

### 3. 流域の蒸発散量

流域界付近の成香で観測した正味放射量, 気温・湿度と湖面のブイで観測した風速データを使って流域の蒸発散量を推定した。正味放射量は冬期に欠測が多かった。欠測時の値は精度が若干落ちるが湖の観測値を使って補正した。計算は、まずペンマン法で可能蒸発散量を求め、それに蒸発散比を掛けて実蒸発散量を推定した。蒸発散比は、中尾 (1971) が石狩川上流域の水文観測から求めた 0.65 を使用した。蒸発散量は 6, 7 月が約 60 mm/month で最も多く、11 月から 2 月の間は約 10 mm/month であった。年蒸発散量は平均で 505 mm/year であった。この値は、中尾 (1971) が求めた札幌の 472 mm/year, 室蘭の 531 mm/year という年平均蒸発散量と類似している。

一方、前節で求めた流域から湖へ流入する流出量  $X$  ( $=1360$  mm/year) は、流域の流出高に換算すると 950 mm/year である。降水量は 1140 mm/year であるから、これらの値を(4)式に代入して ( $\Delta S \cong 0$  として) 流域の年蒸発散量  $E_0$  を求めると、 $E_0 = 190$  mm/year になる。この値は明らかに過小評価である。この  $E_0$  は湖の水収支から計算した値であるため、過小評価されているとすれば、水収支項の流出量  $X$  が過大評価されていることになる。その原因としては、湖の蒸発量  $E_l$  の過大評価、降水量  $P$  の過小評価が考えられる。 $E_l$  の過大評価の可能性についてはすでに述べたが、ここでは観測誤差に起因する降水量  $P$  の過小評価について検討してみる。

大野他 (1998) は、気象庁で使用されている転倒柵雨量計について、固体降水 (雪氷) に対する捕捉率を新潟県上越市で観測し、捕捉率は風速が強いほど減少し、風速 4 m で無風時の約 60%、風速 2 m でも 80% 以下になることを報告している。固体降水 (雪氷) と液体降水では捕捉率が異なり、液体降水の方が風速に対する捕捉率の減少は小さいと考えられる。しかし、いずれにせよ各地で観測されている降水量は、捕捉率が風速によって減少することを考慮して補正しなければならない。ここでは、洞爺湖流域及びその周辺の降水が、冬期は雪であるがその他は雨であること、また湖で観測した年平均風速が約 2 m/s であることを考慮し、降水の補足率を 12 月から 3 月までは 80% (雪)、4 月から 11 月までは 90% (雨) と仮定し、流域の降水量を修正してみた。そうすると、年降水量は約 1310 mm/year になり、流出量  $X$  は湖水位換算で約 1190 mm/year、流出高では 833 mm/year になる。したがって流域の蒸発散量は 477 mm/year と計算される。この値は成香の観測値から求めた 505 mm/year に近い。雨量計の補足率についてはまだ検討すべき事項が残されているが、水収支の計算ではひとつの項の誤差が他の項の推定に影響するため、降水量の補正は必要である。つまり、Fig. 7 では降水量  $P$  が過小評価されていると考えるのが妥当である。したがってここでは、雨量計の補足率を使って  $P$  を補正し、 $X$  を修正して流域の水収支を計算した。なお、Fig. 6, Fig. 7 は  $X$  の修正により  $P$  と  $X$  の値が若干変わるが、 $X$  の季節変化のパターンは同じである。

#### 4. 洞爺湖流域の水収支

流出量  $X$  を修正して洞爺湖流域の月平均水収支を計算した結果を, Fig. 8 に示す. また Fig. 9 は水収支各項を積算したグラフである.

Fig. 8 では, 4月の融雪期の流出量  $X$  は降水量  $P$  より大きくなっている. また Fig. 9 から, 流域貯流量  $S$  は1, 2月に最大になること, 融雪期以後の  $X$  と  $P$  はほぼ比例している増加して

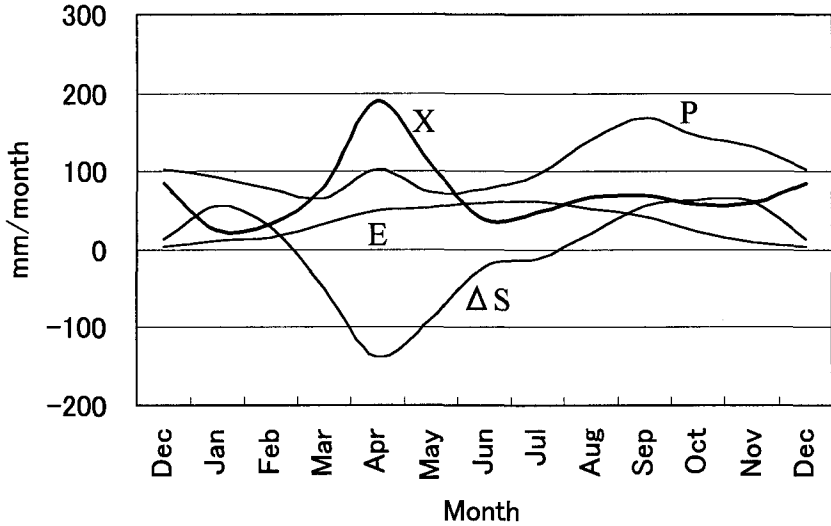


Fig. 8. Mean annual water budget in the lake basin.

$\Delta S$  is the change of water storage in the basin,  $P$  is the precipitation,  $Q_m$  is the discharge for human use,  $X$  is the discharge from the basin, and  $E (=E_b)$  is the evapotranspiration rates.

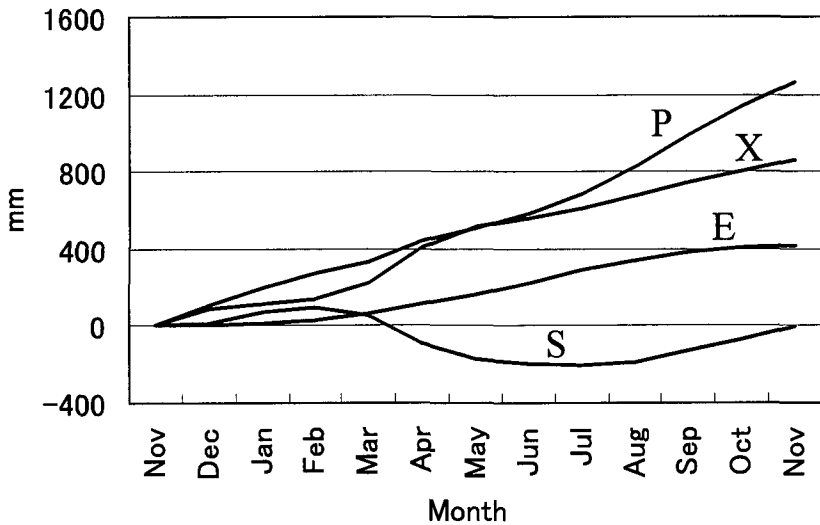


Fig. 9. Cumulative values of each term in water budget of the lake basin.

$S$  is the water storage in the basin,  $P$  is the precipitation,  $X$  is the discharge from the basin, and  $E (=E_b)$  is the evapotranspiration rate.

いることがわかる。これらのことから、洞爺湖流域の流出特性として次のようなことが推察される。すなわち、冬期の降雪はその大部分が積雪という形で地表面に貯留され、流出には寄与しない。冬期間は積雪により流域貯留量  $S$  が増加し、増加した  $S$  は融雪期に流出する。冬期の流出は、地中に貯留されている水が地下水として流出する成分、つまり基底流出（河川の基底流出と湖へ直接流入する地下水流出の和）が主となる。流域の積雪は3月末頃から融け始め、 $S$  はこの頃から減少しはじめる。4月には  $S$  の一部である融雪水が降水量  $P$  に加わるため、 $X$  は  $P$  (面積が異なるため容積単位では流域降水量の方が湖面降水量より多い) より多くなる。融雪期終了後の6、7月以降は、流出量は降水量に比例し、流出係数はほぼ一定になる。つまり融雪期終了後は一般的なハイドログラフで示される降雨流出のメカニズムで流出が生じ、流出量の月平均値は降水量に支配される。

このように、積雪寒冷地の流域では、積雪のため冬期と融雪期の流出量  $X$  が降水量  $P$  に比例しないこと、またこれにより流域貯留量  $S$  は冬期に最大になることが特徴的である。

## V. ま と め

洞爺湖流域の水収支と流出特性を把握することを目的に、洞爺湖の水収支を明らかにし、それをもとに流域の水収支の平均的な季節変化を推定した。湖の水収支は、気象観測データと湖の水利用データから計算し、流出量は収支式の残差から求めた。流域の蒸発散量は、流域の観測値を使ってペンマン法で推定した。得られた結果は次の通りである。

1. 流域からの流出量は融雪期の4月に最大値を示し、冬期の1、2月に最小値を示すこと、また6月以降は降水量に対応した変化を示すことがわかった。

2. 流出量を流出高に換算して求めた流域の年蒸発散量は、過小評価であった。そこで、雨量計の補足率を使って降水量を補正して再計算した結果、流域の流出高は833 mm/year、蒸発散量は477 mm/year となった。この値は観測値から推定した蒸発散量505 mm/year とおおむね一致し、ほぼ妥当な値と推察された。

3. 流域の水収支の季節変化から、洞爺湖流域では、積雪のため流域貯留量が冬期に最大になること、冬期は降雪が流出に寄与せず、流出は地下水流出を主成分とするいわゆる基底流出が主となることがわかった。また融雪期の4月には融雪量が降水量に加わるため、流出量は降水量より多くなるが、融雪期終了後は流出量は降水量に比例し、流出係数はほぼ一定になることがわかった。

4. 以上のことから、積雪寒冷地の流域では、積雪のため冬期と融雪期の流出量  $X$  が降水量  $P$  に比例しないこと、またこれにより流域貯留量  $S$  は冬期に最大になることが定量的に明らかになった。

## 文 献

- 近藤純正, 1981. 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.
- 中尾欣四郎, 1971. 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**, 24-87.
- 岡田啓嗣, 浦野慎一, 町村尚, 堀口郁夫, 2000. 人工衛星データを使った地域蒸発散量の推定, *農業気象*, **56**, 261-273.
- 大野宏之, 横山宏太郎, 小南靖弘, 井上聡, 高見晋一, 1998. 北陸地方における降水量計の固体降水捕捉率, *日本雪氷学会誌「雪氷」*, **60**(3), 225-231.
- 太田良平, 1956. 1/5 万地質図幅「虻田」. 地質調査所, **76**
- Penman, H. L., 1948. Natural evaporation from open water, bare soil and grass, *Proc. Roy. Soc. London, Ser. A*, **193**, 120-145.
- Urano, S., 1987. Runoff characteristics in the Lake Toya basin, Hokkaido, *Journal of the Graduate School of Envi. Sci. Hokkaido University*, **10**(2), 313-323.
- 浦野慎一, 1987. 洞爺湖の年間水収支, *北海道大学地球物理学研究報告*, **49**, 241-249.
- 山口久之助, 根津多三郎, 沼尾秀章, 1980. 洞爺湖温泉に及ぼした有珠山噴火の影響, *日本地下水学会誌*, **22**(3), 1-14.
- 横山泉, 勝井義雄, 大場与志男, 江原幸雄, 1973. 有珠山, *北海道防災会議*, 254 pp.