

# 赤城山大沼・小沼の湖沼環境

河 野 忠\*

赤城山のカルデラ内にある大沼、小沼は、類似した地形、地質、気候環境にあるにも関わらず、湖沼学的に異った性質を持つ湖沼である。そこで本研究は、大沼、小沼について湖盆のスケールの違いを考慮し、湖沼の物理、化学的環境などの面から湖沼学的特性を明らかにすることを目的とした。

調査期間は1983年3月から1984年3月までの13ヶ月である。

大沼の面積は0.866 km<sup>2</sup>、最大水深17.5 m、容積は6,640,290 m<sup>3</sup>であった。小沼はそれぞれ0.121 km<sup>2</sup>、9.1 m、443,819 m<sup>3</sup>であった。

湖水循環のタイプは両湖沼共に温帯型を示した。しかし小沼の夏季停滞期は、大沼のほぼ半分の2ヶ月程度で、この循環期のずれは他の水質指標、特に溶存酸素、酸化還元電位に大きな影響を与えている。小沼の水温年変化は、大沼の表層～中層パターンと一致している。小沼の水質年変化は、大沼を上下方向に圧縮したパターンとなる。大沼の結氷期間は1月から4月の4ヶ月であるが、貯熱容量の小さい小沼は11月から4月までの6ヶ月間である。氷の厚さは両湖沼とも50～80 cmである。透明度の平均値は大沼3 m、小沼1.5 mであるが、大沼の透明度は梅雨時に5 m以上を示すこともある。

両湖沼の水収支を算定した結果、湖沼への流入量は、大沼6,347.2×10<sup>3</sup> m<sup>3</sup>/yr、小沼485.0×10<sup>3</sup> m<sup>3</sup>/yrで、湖水の平均滞留時間はそれぞれ1.05年、0.92年となった。

湖盆のスケールが異なることによって、様々な面で湖沼環境への影響があることがわかった。特に水深による水温成層への影響は大きく、大沼の秋季循環期への遅れは、深水層への酸素の供給を数カ月のオーダーで遅らせることがわかった。

[キーワード] 1 湖盆のスケール 2 循環期 3 水質 4 水収支 5 滞留時間

[keywords] 1 scale of lake basin 2 circulation period 3 water quality 4 water balance 5 residence time

## I はじめに

上毛三山の一つ赤城山は、関東平野の北西縁に位置し、山頂に直径2 kmほどの小さなカルデラを持つ複式の成層火山である。

赤城山のカルデラ内には、大沼、小沼、血の池、覚満淵の4つの湖沼が存在する。大沼は赤城カルデラ内火口原に湛水した火口原湖で、小沼はこの赤城山の中央火口丘の1つである小沼火山に湛水した面積0.121 km<sup>2</sup>の小さな火口湖である。血の池は、豪雨時のみ湛水する一時湖沼で、覚満淵は、小湿地だったところをダムアップして湛水した、半人工湖である。大沼、小沼は、夏はボート遊びや釣り、ハイ

キングで賑わい、冬はスケートや自動車の氷上レースが行なわれている。両湖沼とも、湖岸まで車で入ることのできる湖ではあるが、群馬大生物部(1960)、五味(1971)、五味(1980)などの報告があるだけで、満足な湖盆図もないなど、従来あまり調査の行われていない湖である。また大沼、小沼は同一地域内にあり、類似した地質、気候環境にあるにも関わらず湖沼学的な特性の非常に異なる湖沼である。これは、湖盆の大きさ、集水域の状態などによって生じるものと考えられる。

そこで本研究は、湖盆のスケール、特に水深による影響が大きいことを考慮し、両湖沼の物理、化学的環境を明らかにすることを目的とした。

\* 立正大学文学部

## II 調査地域の概要

調査地域を第1図に示す。赤城山は、標高1827.6mの黒檜山を最高峰に、駒ヶ岳(1885m)、鈴ヶ岳(1564m)、長七郎山(1578.9m)から成る外輪山と、中央火口丘である地藏岳(1673.9m)を有し、東は足尾山地、西は利根川によって境され、北は片品川に沿う沼田盆地に、南は関東平野に臨む。

大沼は、赤城カルデラ中に存在したカルデラ湖の名残りである。小沼は、1~2万年前に形成された直径1~1.2km、赤城カルデラ火口原からの高さ約150mで小さな山体に比べ大きな火口を持つ中央火口丘小沼火山に湛水した湖である。

太田(1953)、守屋(1968)によると、赤城火山は、溶岩(普通輝石-紫蘇輝石安山岩)を主とする古期成層火山(第1期)と、大侵食期をはさんで、火砕岩(普通輝石-紫蘇輝石安山岩、角閃石-普通輝石-紫蘇輝石安山岩)を主とする新期成層火山(第2期)、山頂カルデラ形成以後に噴出した紫蘇輝石-角閃石石英安山岩質の溶岩円頂丘(第3期)、以上三つの時期に

大別される火山よりなる。小沼火山の地質は、紫蘇輝石-角閃石石英安山岩で小沼の流出口付近から下流側に凝灰角礫岩が露出している。

大沼の上流に当たる覚満淵は、半人工的な湿原である。覚満淵からの流入河川の周辺には民宿や土産物屋があり、これらの家屋からの排水が大沼の富栄養化を進めており、問題となっている。

小沼の周囲は雑木林で覆われ、白い砂礫で囲まれている。この小沼は、赤城山の南面を流下する粕川の水源で、流入河川はなく、沼の南西側に設けられた水門から排水される。おもに雨水が涵養源となるが、後述する北岸の侵食部分から豪雨が降ったときは湧水がみられる。

湖畔にはボート小屋が一軒あるのみで、大沼との分水界から水門まで続く湖畔道路以外に人工物はない。

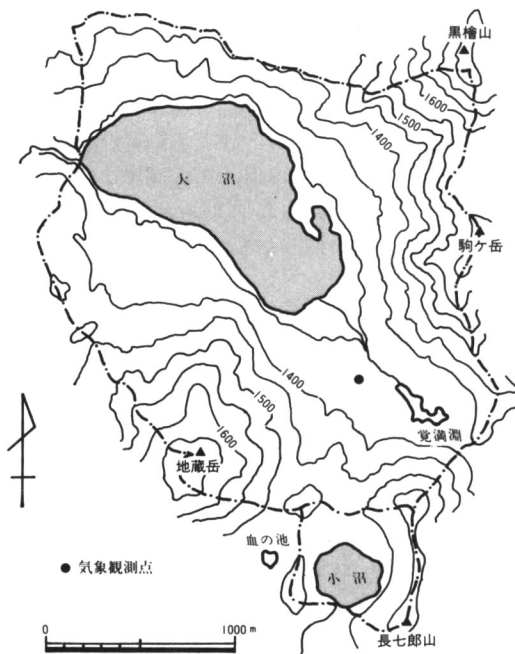
この地域の平均気温および降水量を第2図に示す。これは大沼湖畔在住の大熊氏宅(バンガロー森の家)で実測された値である。年平均気温は7.1℃、年降水量(1983年)は1,943mmであった。夏の最高気温は25℃程度で、冬は1月の平均で-6.5℃、最低気温は-20℃にもおよび関東地方では珍しく高山性の気候である。降水量は6~9月にかけて多く、冬季から5月にかけて少なくなっている。降水日数は非常に多く、山岳気候特有のものである。

## III 観測方法

水質の調査は毎月1回を原則とし、水質の鉛直方向、時系列変化を表す指標として、水温、電気伝導度、pH、溶存酸素、酸化還元電位を測定した。

水温、電気伝導度はEST-3型サーミスター水温計(東邦電探製)を用いて測定した。pHは、比色法を用いた。溶存酸素はウインクラーアジ化ナトリウム変法によって分析し、冬季間のみDOメータ(電気化学計器製)を用いた。酸化還元電位は、RM-1K携帯用酸化還元電位差計(東亜電波製)を用いた。透明度は、直径25cmのセッキー円盤を用いて測定した。

また、湖水の水質を知るために、1985年5月17日に $\text{Na}^+$ 、 $\text{K}^+$ 、 $\text{Ca}^{2+}$ 、 $\text{Mg}^{2+}$ 、 $\text{SO}_4^{2-}$ 、 $\text{Cl}^-$ 、 $\text{HCO}_3^-$ 、 $\text{SiO}_2$ の無機主要成分を分析した。分析法はJIS-



第1図 調査地域

K0101に基づき、 $\text{Na}^+$ 、 $\text{K}^+$ は炎光光度法、 $\text{Ca}^{2+}$ 、 $\text{Mg}^{2+}$ はEDTA法、 $\text{SO}_4^{2-}$ は比濁法、 $\text{Cl}^-$ は硝酸第二水銀法、 $\text{HCO}_3^-$ はpH4.8アルカリ度法、 $\text{SiO}_2$ はモリブデン黄法で分析した。

観測は湖心で行なった。また垂直分布を把握するために、大沼は水深1.0m毎、小沼は0.5m毎に採水して各水質を測定した。調査期間は1983年3月から1984年3月までの13ヶ月間で、計11回観測した。

#### IV 湖盆形態

大沼の湖盆図は、五味(1980)の湖盆図を現地調査により修正して用いた。小沼の湖盆図を作成するために、航空写真と平板測量によって湖岸線を決定した。現地調査では2台のトランシットによって音響測深機(玉屋製)を積んだボートを追跡し、2点間の距離と角度から座標を計算、位置を決定した。湖盆の測量は1983年8月4日に実施した。このときの小沼の水位は最高水位であった。測量の結果をもとに作成した湖盆図を第3図、第4図に示す。また湖盆図から計測された湖盆の諸元および各水位毎の水量を第1表、第2表に示す。大沼、小沼の面積は、それぞれ0.866 $\text{km}^2$ 、0.121 $\text{km}^2$ であった。最大水深は、大沼17.5m、小沼9.1mであった。容積は、大

沼6,640,290 $\text{m}^3$ 、小沼443,819 $\text{m}^3$ であった。

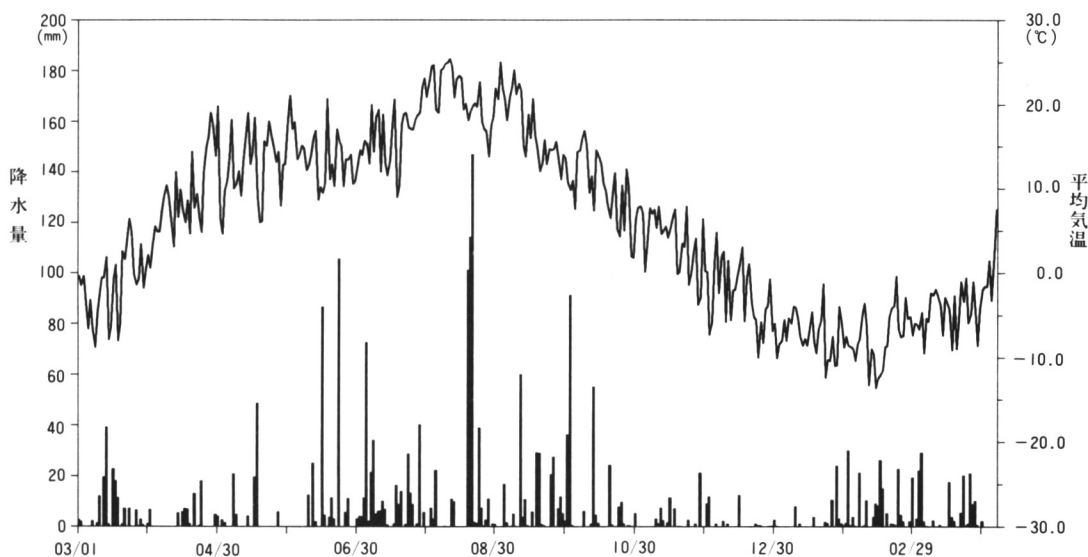
湖盆図から小沼には主湖盆と副湖盆が存在していることがわかった。したがって、かつての火山活動時に火口が2つ存在したものと考えられる。主湖盆は南東側にあり、また副湖盆は南西側に存在する。この副湖盆の最大深度は7.2mであった。

集水域の面積は大沼4.140 $\text{km}^2$ 、小沼0.235 $\text{km}^2$ で、湖の面積と比較して非常に集水域面積の小さい湖である。また集水域の平均傾斜は、それぞれ0.452、0.317と非常に急傾斜で、降水は速やかに湖へ流入してしまうものと考えられる。

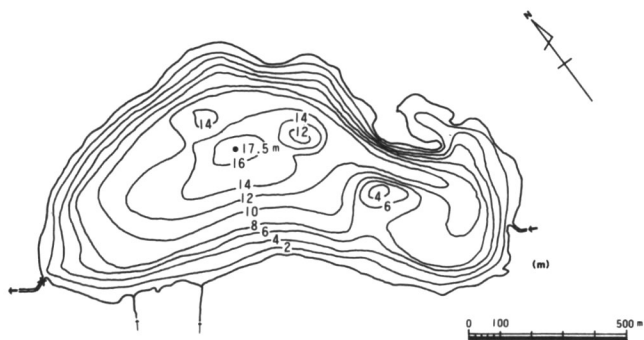
#### V 観測結果

##### 1. 水温

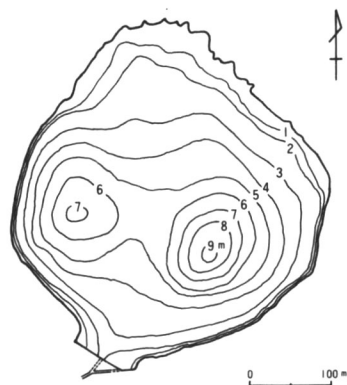
観測された水温測定値をもとにアイソプレスを作成した(第5図)。この図から、冬季に結氷していた大沼、小沼は、4月中旬にはほぼ同時に解氷した後、春季循環期を迎え徐々に水温が上昇してゆく。5月の下旬から次第に夏季停滞期に入るが、6月の気温の一時的な低下と多雨のため水温はほとんど上昇しない。しかし、水温は梅雨明けから上昇をはじめ、8月3日に大沼で24.3 $^{\circ}\text{C}$ 、小沼で22.9 $^{\circ}\text{C}$ の最高水温を示した。このときの深層の水温はそれぞれ



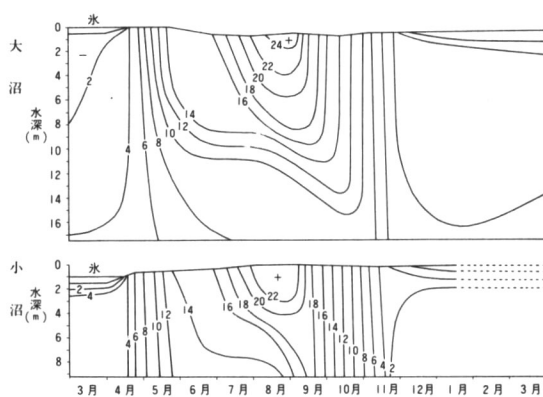
第2図 赤城山の降水量と平均気温



第3図 大沼の湖盆図(五味, 1980を修正)



第4図 小沼の湖盆図(河野原図)



第5図 水温の年変化(°C)

大沼	WS			SC	SS			AP			AC		
小沼	WS			SC		SS		AP		AC		WS	
1月 2月 3月 4月 5月 6月 7月 8月 9月 10月 11月 12月													
WS：冬季停滞期				SC：春季全循環期				SS：夏季停滞期					
AP：秋季部分循環期				AC：秋季全循環期									

第6図 大沼・小沼の循環期

第1表 赤城山大沼・小沼の湖盆形態諸元一覧

諸元名	大沼	小沼
標高(m)	1,343.000	1,470.000
最大長(m)	1,558.000	437.000
最大幅(m)	719.000	373.000
湖面積(km <sup>2</sup> )	0.866	0.121
湖岸線長(km)	4.610	1.332
枝節量	1.397	1.081
最大深度(m)	17.500	9.100
平均深度(m)	8.010	3.670
容積(m <sup>3</sup> )	6,940,290.000	443,819.000
集水域面積(km <sup>2</sup> )	4.140	0.235
平均傾斜	0.452	0.317
CA/V(km <sup>2</sup> /km <sup>3</sup> )	0.597	0.529
CA/SL(km <sup>2</sup> /km <sup>3</sup> )	0.898	0.176

注: CA/V(km<sup>2</sup>/km<sup>3</sup>): 集水域面積/容積

CA/SL(km<sup>2</sup>/km<sup>3</sup>): 集水域面積/湖岸線長

第2表 赤城山大沼・小沼の深度別容積

大沼		小沼	
深度(m)	容積(m)	深度(m)	容積(m)
0~2	1,619,730	0~1	114,950
		1~2	103,490
2~4	1,409,840	2~3	86,623
		3~4	63,123
4~6	1,222,940	4~5	40,783
		5~6	21,998
6~8	1,040,580	6~7	8,974
		7~8	3,065
8~10	792,188	8~9	804
		9~9.1	9
10~12	515,928		
12~14	259,599		
14~16	74,095		
16~17.5	5,390		
Total	6,940,290	Total	443,819

8.9℃, 14℃ であった。変温層の深度は、大沼9~10 m, 小沼3~4mであり、新井(1964)の示した変温層深度を計算した結果は、大沼6.1m, 小沼4.5mで、ほぼ実測値と一致した。実測値が浅くなっているのは、平均深度が浅いこと、および透明度が悪いためであろうと考えられる。

9月に入ると表面から徐々に冷却されてゆくが、小沼は9月の中旬には表面水温と深層の水温が等しくなり、秋季循環期を迎えた。大沼は、11月に入るまで全循環しない。さらに湖表面からの冷却がつづき、小沼は11月下旬、大沼は1月初旬に結氷した。その後、1984年4月中旬まで大沼、小沼は結氷していた。その氷の厚さは50~80 cmにもおよぶ。大沼4ヶ月、小沼6ヶ月にわたる結氷期間の長さは、北アルプスの高山湖沼に次ぐものである。また結氷から解氷までの期間、氷直下を除いて水温は4℃以下にならなかった。

第6図に、水温観測結果をもとに作成した、大沼、小沼の年間の循環期を示す。水温からみた循環のタイプは温帯型を示した(新井, 1974)。循環期の差は、明らかに水深の違いによるものであり、後述するように湖の化学的、物理的環境に大きな影響を与えている。

## 2. 電気伝導度

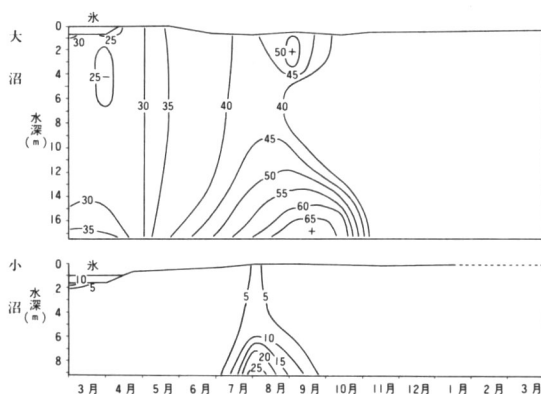
電気伝導度(第7図)の値は、18℃補正をした値で、年間を通してほぼ大沼30 $\mu$ S/cm, 小沼3 $\mu$ S/cmを示した。小沼の値は日本全国の湖沼の中でも特異

な数値であり、全国で比較の数値の低い火口湖でさえ10 $\mu$ S/cmより低い湖沼は希である(河野, 1990)。またこの値を示す湖沼としては高層湿原中に存在する池塘があるが、これらは水中の有機物によって電解物質が吸着された結果であり、小沼においてもなんらかの化学的な過程を経て、現在のような値になったものと考えられる。1983年11月4日に降水と湖岸からの湧水、および湖水の電気伝導度を測定したところ、電気伝導度は降水29 $\mu$ S/cm, 湧水8 $\mu$ S/cm, 湖水3 $\mu$ S/cmであった。湖盆形態から、降水は速やかに湖へ流入するものと考えられるが、湖水の電気伝導度の値が降水と湧水の値よりも小さいことから考えると、小沼は湖岸部の侵食によって多量の有機質土壌と粘土分が流入しており、有機物とコロイド分が湖水中の電解物質と結合したため低くなったものであろうと推測される(河野, 1991)。

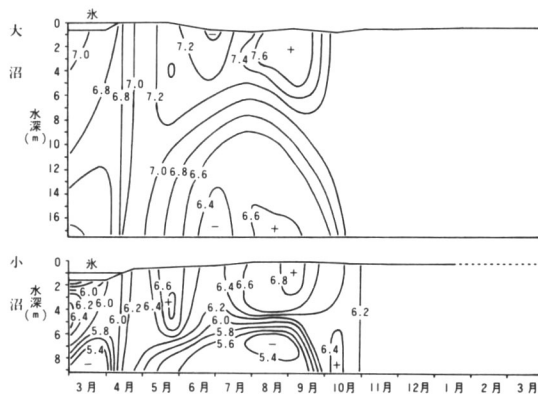
年変化からみると、夏季停滯期の深層における電気伝導度の上昇が顕著である。溶存酸素の減少(第9図)と比較してわかとおり、電気伝導度の上昇は、還元状態になった底泥からの物質の溶出によることが明らかである。循環期における電気伝導度の値は、全層一定となる。また、結氷期の氷の直下で電気伝導度が高いことがわかる。

## 3. pH

pH(第8図)は平均して大沼7.0, 小沼6.0程度である。pHの一般的な傾向として、夏季停滯期に向かうに伴い表層水のpHが上昇し、底層水では逆に低



第7図 電気伝導度の年変化( $\mu$ S/cm)



第8図 pHの年変化

くなっている。また冬季停滞期においても同様の傾向がみられるが、特に小沼で顕著である。深層水での pH の低下は、湖底での有機物の分解による酸素消費によるものと考えられる。

pH は 4 月に全層一定となった後、すぐに成層を始める。そして 6 月の多雨のため一旦表層の pH が低下した後再び上昇し、深層水の pH は低下してゆく。夏のもっとも成層が強い時期の表層水の pH は大沼 7.7、小沼 6.9 を示し、深層水はそれぞれ 6.3、5.3 を示した。

pH の成層状態は、大沼、小沼とも水温と比較して約 5 ヶ月間と長期間続いていることがわかる。

#### 4. 溶存酸素

大沼、小沼は、冬季停滞期による成層によって深層水の溶存酸素(第 9 図)を消費した後、春季循環期に入ると深層まで酸素が供給される。しかし大沼では 6 月に入ると深層水の酸素消費が始まるが、小沼では 7 月中旬までそれほど消費されていない。夏季停滞期に入ると大沼、小沼ともに深層水では無酸素状態になるが、その期間は大沼 4 ヶ月、小沼 1.5 ヶ月となっている。第 6 図に示した夏季停滞期の期間と異なっているのは、大沼がより栄養状態が高く富栄養化が進んでいることを示している。秋季循環期に入ると再び全層に酸素が供給される。

#### 5. 酸化還元電位

溶存酸素が十分に供給されている期間の酸化還元

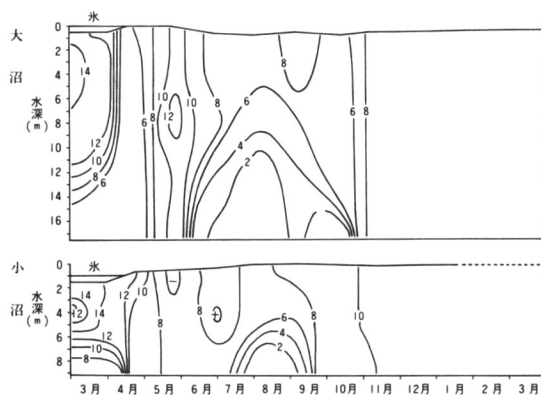
電位(第 10 図)は、大沼、小沼共に約 300 mV を示しているが、夏季停滞期の深層水の酸素の減少と共に還元状態を形成している。特に大沼の還元状態は強く、小沼の 0 mV に対し、-140 mV を示す。大沼の深層水の還元状態期間は、小沼の倍以上長く、また中層にまで達している。また、冬季停滞期の深層水では溶存酸素が多少減少するにも関わらず、酸化還元電位の低下はみられず、酸化状態を維持している。

溶存酸素と合わせて考えると、富栄養化は大沼がより進んでいると言えるであろう。

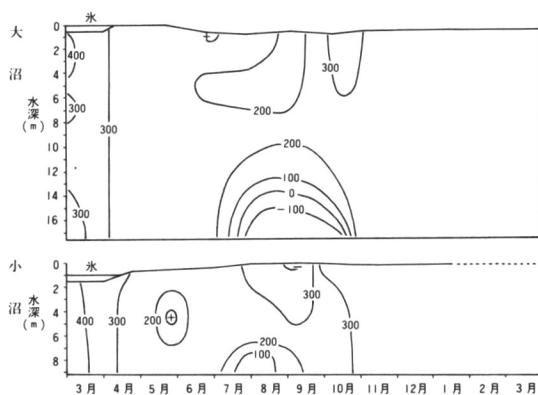
#### 6. 透明度

大沼の透明度(第 11 図)は、年変化が非常に大きく、最大が 1983 年 6 月 29 日に観測された 5.4m、最低が 1983 年 9 月 6 日の 2.0m であった。年間を通してみると 2.5m~3.0m 程度の透明度であるが 6 月 29 日の透明度が極端に大きくなっている。これは梅雨時における気温の低下と降水量の増加によって、一時的に水温が低下し、プランクトンの生育が抑えられた結果であると考えられる。

小沼の透明度は 4 月の下旬に 2.0m の最大を示したが、年変化はそれほどなく、平均で約 1.5m であった。河野(1991)で述べたように、他の火口湖と比較して良好な透明度を示していないのは、小沼湖岸の侵食による土砂の流入によるものと考えられる。小沼はかつては底まで見える清澄な湖沼であったが、近年土砂の流入と観光客増加によって透明度が低下した。1972 年の夏の調査では 2.7m が観測されてお



第 9 図 溶存酸素の年変化 (mg/ℓ)



第 10 図 酸化還元電位の年変化 (mV)

り、現在ではさらに透明度の低下が進んでいることがはっきりした。

## VI 水収支

### 7. 水質分析結果

採水は1985年5月17日におこなった。分析結果を第3表に示す。表からわかるとおり、大沼、小沼ともに溶存成分は非常に少ない。集水域の面積が非常に狭く、集水域内での水質生産がほとんど行われずに降水が速やかに流入する火口湖的な水質の特徴を示している(河野, 1987)。特に小沼の溶存成分濃度は、極端に低く、先に述べたとおり、溶存成分が湖水中の有機物やコロイド分に吸着された結果であろうと推定される。また、大沼、小沼ともにCa-HCO<sub>3</sub>型の標準的な水質を示しており、火山の影響や人為的な汚染は認められない。

### 8. 水位変動

五味(1980)、佐藤(1988)によると小沼の水位変動は大きいと報告されているが、調査期間中の水位変動は顕著ではなかった。大沼の水位変動は、夏季に水位が1mほど下がる程度である。これは、農業用水として利用されたための水位低下である。大沼の水位変動はほとんどないと言ってよいであろう。

小沼では、結氷期間に水位が1m下がった。しかし、水深が浅いため湖底部分がかなり露出していた。湖底の露出は、水質に大きな影響を与えているものと考えられる。その後、4月の解氷とともに水位は上昇し、8月には満水位に達した。11月下旬に結氷するまでほとんど水位が下がることはなかった。降水が短時間に流入することを考えると、水位変動は大きいはずであるが、無降水期間が非常に短いため、水位が維持できると推定される。

集水域を含めた湖の水収支式は、流出成分を簡略化すると次のようになる。

$$\Delta V = (P - PE) \cdot Sa + P \cdot Sl - D$$

ここで、 $\Delta V$ は湖水の増加量、 $P$ は降水量、 $PE$ は蒸発散量、 $Sa$ は集水域面積、 $Sl$ は湖面積、 $D$ は蒸発量も含めた湖からの全流出量である。一年間の水収支算定では、 $\Delta V$ は0とし、全流入量を $I$ とおくと $I$ は次式で表せる。

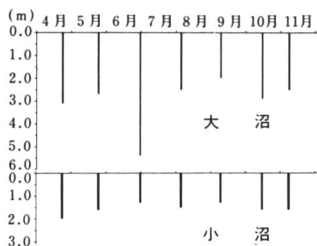
$$I = (P - PE) \cdot Sa + P \cdot Sl$$

降水量 $P$ は赤城湖畔での実測値を用いた。また、 $Sa$ と $Sl$ は富士見村発行の1万分の1地形図からプランイメーターを使用して求めた。水収支の計算期間は1983年3月から1984年2月までの1年間とした。

蒸発散量 $PE$ はThorntwaite法で計算した(新井, 1980)。Thorntwaite法の式は、月平均気温が0℃以下では成り立たないので、平均気温が0℃以下の月は蒸発散量を0とした。また湖畔における9時の気温を1日の平均気温とし、計算に用いた。計算結果を第4表、第12図に示す。計算期間の降水量は、1,736.2mm、蒸発散量は、566.2mm/yrとなった。

大沼の集水域面積を4.140km<sup>2</sup>、小沼を0.235km<sup>2</sup>として算出した湖への流入量を第5表に示した。大沼における集水域からの流入量は4,843.7×10<sup>3</sup>m<sup>3</sup>/yr、直接降水量は1,503.5×10<sup>3</sup>m<sup>3</sup>/yr、全流入量は6,347.2×10<sup>3</sup>m<sup>3</sup>/yrとなった。

小沼における集水域からの流入量は274.9×10<sup>3</sup>m<sup>3</sup>/yr、直接降水量は210.1×10<sup>3</sup>m<sup>3</sup>/yr、全流入量は

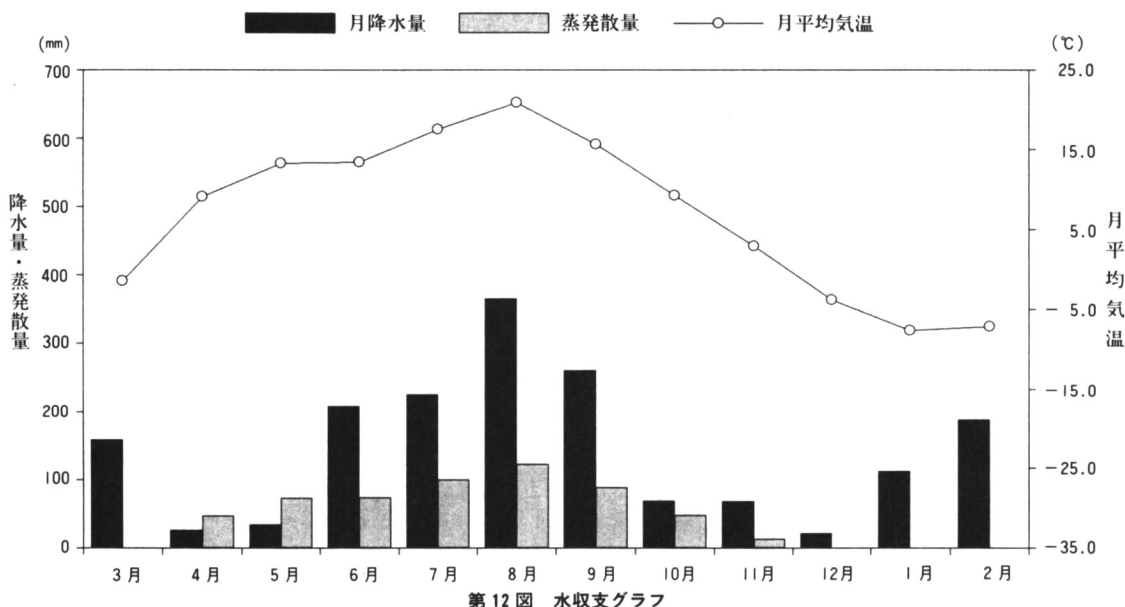


第11図 大沼・小沼の透明度年変化

第3表 大沼・小沼の水質分析結果

	水温 ℃	EC μS/cm	pH	RpH	Na <sup>+</sup> mg/l	K <sup>+</sup> mg/l	Ca <sup>2+</sup> mg/l	Mg <sup>2+</sup> mg/l	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> mg/l	Cl <sup>-</sup> mg/l	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> mg/l	SiO <sub>2</sub> mg/l
大沼	14.1	42	7.4	7.2	2.7	0.61	5.3	0.8	2.2	5.1	22.4	1.2
小沼	9.6	3	6.5	6.3	0.6	0.43	0.58	0.56	2.5	2.4	7.1	0.1

1985年5月17日採水



第12図 水収支グラフ

485×10<sup>3</sup> m<sup>3</sup>/yr となった。

湖への流入量と容積から平均滞留時間  $\tau$  が次式より求まる。

$$\tau = V/Q$$

ここで、 $V$  は湖の容積、 $Q$  は単位時間あたりの流出量である。

水収支の計算結果を用いて湖の平均滞留時間を求めると、大沼1.05年、小沼0.92年となる。佐藤(1988)にもとづき、完全混合している水体は平均滞留時間の約4.6倍の時間で水体の99%が入れかわるとすると、大沼は4.8年、小沼は4.2年で99%の湖水が交換すると計算される。

## VII まとめ

大沼の面積は0.866 km<sup>2</sup>、最大水深17.5m、容積は6,640,290 m<sup>3</sup>であった。小沼の湖盆は面積が0.121 km<sup>2</sup>、容積443,819 m<sup>3</sup>であった。また最大深度は9.14m、平均深度は3.67mであった。肢節量は1.081で、ほぼ円形であることを示している。また小沼には深度7.2mの副湖盆が存在することがわかった。循環のタイプは両湖沼共に温帯型を示した。しかし小沼の夏季停滞期は、大沼のほぼ半分の2ヶ月程しかなかった。この循環期のずれは、他の水質指

標、特に溶存酸素、酸化還元電位に大きな影響を与えている。小沼の水温年変化は、大沼の表層～中層パターンと一致していた。しかし、小沼の水質年変化は、大沼を上下方向に圧縮したパターンとなった。

小沼の電気伝導度が3  $\mu$ S/cmを示すことは、コロイドの吸着が原因と考えられるが今後実験によってたしかめる必要がある。

小沼のEC、pH、溶存酸素などの年変化は、大沼を上下方向に圧縮したパターンとなっている。大沼の結氷期間は1月から4月の4ヶ月であるが、貯熱容量の小さい小沼は11月から4月までの6ヶ月間にわたった。氷の厚さは両湖沼とも50～80 cmであった。小沼の結氷期間は非常に長く、北アルプスの高山湖沼に匹敵する。

透明度は、大沼約3 m、小沼1.5mを示した。大沼の透明度は梅雨時に5 m以上になった。これは雨水の流入及び低水温によるプランクトンの減少の結果と考えられる。小沼は調和型湖沼の貧栄養湖であるにも関わらず、多量の土砂の流入による透明度の低下が顕著であった。

主要無機成分を分析した結果、大沼、小沼ともにCa-HCO<sub>3</sub>型の標準的な水質を示した。しかし、小沼の溶存成分濃度は非常に低く、電気伝導度の値が、雨水よりも低いので、集水域もしくは湖盆内でのイオンの吸着が大きいものと考えられる。その原因と



第4表 赤城山における降水量と蒸発散量

	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月	1月	2月	年
月降水量(mm)	158.2	26.2	34.6	207.8	225.5	365.2	260.8	69.2	68.0	21.0	112.1	187.5	1,736.2
蒸発散量(mm)	0.0	47.2	73.1	73.9	100.3	122.5	88.2	48.2	12.8	0.0	0.0	0.0	566.2
平均気温(℃)	-1.4	9.1	13.3	13.4	17.5	20.9	15.7	9.3	2.9	-3.8	-7.6	-7.2	6.8

第5表 大沼・小沼への流入量

大 沼	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月	1月	2月	年
(P-E)S	654.9	-87.0	-159.0	554.1	518.6	1,004.8	714.6	86.5	228.8	86.9	464.1	776.3	4,843.7
P・S	137.0	22.7	30.0	179.9	195.3	316.3	225.9	59.9	58.9	18.2	97.1	162.4	1,503.5
I	791.9	-64.3	-129.0	734.0	714.0	1,321.1	940.5	146.4	287.7	105.1	561.2	938.6	6,347.2
小 沼	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月	1月	2月	年
(P-E)S	37.2	-4.9	-9.0	31.5	29.4	57.0	40.6	4.9	13.0	4.9	26.3	44.1	274.9
P・S	19.1	3.2	4.2	25.1	27.3	44.2	31.6	8.4	8.2	2.5	13.6	22.7	210.1
I	56.3	-1.8	-4.8	56.6	56.7	101.2	72.1	13.3	21.2	7.5	39.9	66.8	485.0

(×10<sup>3</sup>m<sup>3</sup>/yr)

して、集水域の有機質土壌と湖岸侵食によるコロイド分とがあげられる。

大沼、小沼の水位変化は大きいと報告されていたが、観測期間の水位変化は大沼、小沼ともに1m以内と小さかった。

両湖沼の水収支を算定した結果、流入量は、大沼9,182×10<sup>3</sup>m<sup>3</sup>/yr、小沼687×10<sup>3</sup>m<sup>3</sup>/yrで、湖水の平均滞留時間はそれぞれ1.05年、0.92年となった。また、大沼は4.8年、小沼は4.2年で99%の湖水が交換されると計算された。

同一地域内にある大沼、小沼が非常に湖沼学的性質が異なることは、湖盆のスケールによる違いによるところが大きいことが明らかとなった。特に水深

による水温成層への影響は大きく、場合によっては深水層への酸素の供給が数カ月のオーダーで遅れることがわかった。

末筆ながら、「バンガロー森の家」故大熊勝朗氏には貴重な気象資料を提供いただきました。謹んで御礼を申し上げるとともに、ご冥福をお祈り申し上げます。

また現地調査に協力していただいた立正大学自然に親しむ会の学生、立正大学短期大学部山口雅功教授、貴重な助言をいただいた立正大学文学部地理学科高村弘毅教授に厚く謝意を表す。

(1992年12月24日 受付)

(1993年1月16日 受理)

## 参考文献

新井 正(1964): 湖沼の熱的性質と湖沼のスケールとの関係。地理評, 37, 131~137.

新井 正・西沢利栄(1974): 『水温論』共立出版, p. 147.

新井 正(1980): 『日本の水』三省堂, p. 60.

太田良平(1953): 5万分の1地質図幅『沼田』及び同説明書, 地質調査所.

群馬大生物部(1960): 赤城山水域の動物生態学的研究, 群馬生物, No. 9, 48~60.

河野 忠(1987): 湖沼の集水域及び湖盆の水文地形特性と水質, 立正大学大学院年報, No. 4, 65~76.

河野 忠(1990): 湖沼の水文地形特性と水質—カルデラ湖を例として—, 第55回日本陸水学会講演要旨集, p. 80.

河野 忠(1991): 赤城山小沼の湖沼学的研究, 立正大学文学部論叢, No. 93, 25~38.

五味禮夫監修(1980): 『群馬の湖沼』上毛新聞社, 22~24, 159~169.

五味禮夫(1971)：『自然とともに一群馬県湖沼河川の陸水学的研究—』煥乎堂，185～198。  
佐藤芳徳(1988)：榛名湖，赤城大沼および小沼の水文特性，上越教育大学研究紀要，7，135～144。

田中阿歌麿(1927)：『湖沼巡禮』日本學術普及會，125～134。  
守屋以智雄(1968)：『赤城火山の地形及び地質』前橋營林局，1～65。

## Limnological Environment of Lakes Ono and Kono on Mt. Akagi

Tadashi KONO\*

Limnological environment of Lakes Ono and Kono on Mt. Akagi was observed from March 1983 to March 1984, and the following data were obtained for the two lakes respectively : surface area, 0.866km<sup>2</sup> and 0.121km<sup>2</sup>, maximum depth, 17.5m and 9.1m, and volume, 6,640,290m<sup>3</sup> and 443,819m<sup>3</sup>.

Water cycle pattern of the lakes is a temperate lake. Summer stagnation period of Lake Kono is shorter than that of Lake Ono. Water cycle influences dissolved oxygen and oxidation reduction potential. Annual water temperature pattern of Lake Kono, which has the maximum depth of 9.1m, almost coincides with that of the upper half, depth of 0-10m, of the deeper lake Ono.

Water quality of the two lakes shows a similar pattern to each other, but the only difference is their vertical dimension. Freezing period is 4 months for Lake Ono and 6 months for Lake Kono. Ice thickness was 50-80cm for both. The mean transparency is 3m and 1.5m respectively.

The amount of precipitation on the lakes and in the catchment areas was calculated by making use of the observed data obtained the lakeside, and evapotranspiration of the catchment areas was estimated by the Thornthwaite's method. The amount of inflow from the catchment areas to Lakes Ono and Kono was calculated at  $6,347.2 \times 10^3 \text{m}^3/\text{year}$  and  $485.0 \times 10^3 \text{m}^3/\text{year}$ . The mean residence time of water of Lakes Ono and Kono was estimated at 1.05 and 0.92 year respectively.

The observation made it clear that the size of lake basin affects to limnological environments. Especially influential is the depth of lake on the stagnation period of lake.

---

\*Rissho University