

# 赤城山小沼の湖沼学的研究

河 野 忠

## 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。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0.121km<sup>2</sup>の小さな火口湖である。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。湖岸近く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(1980)、五味(1971)などの報告があるだけで、満足な湖盆図もないほど、従来あまり調査の行われていない湖である。

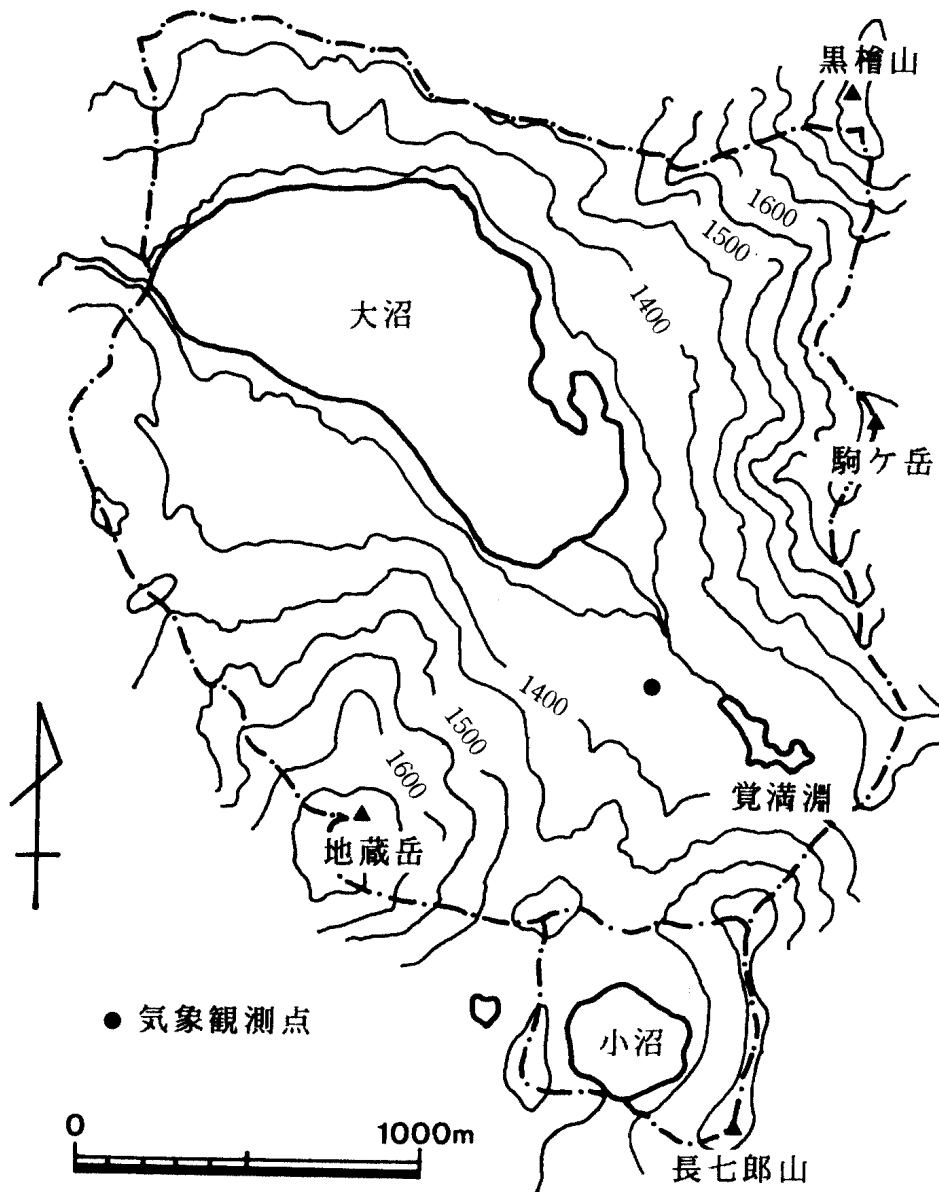
そこで、小沼の自然環境の実態を把握し、大沼と比較するための基礎資料として、湖盆図の作成と水温・水質などの湖沼学的な調査を行った。

## II 調査地域赤城山の概要

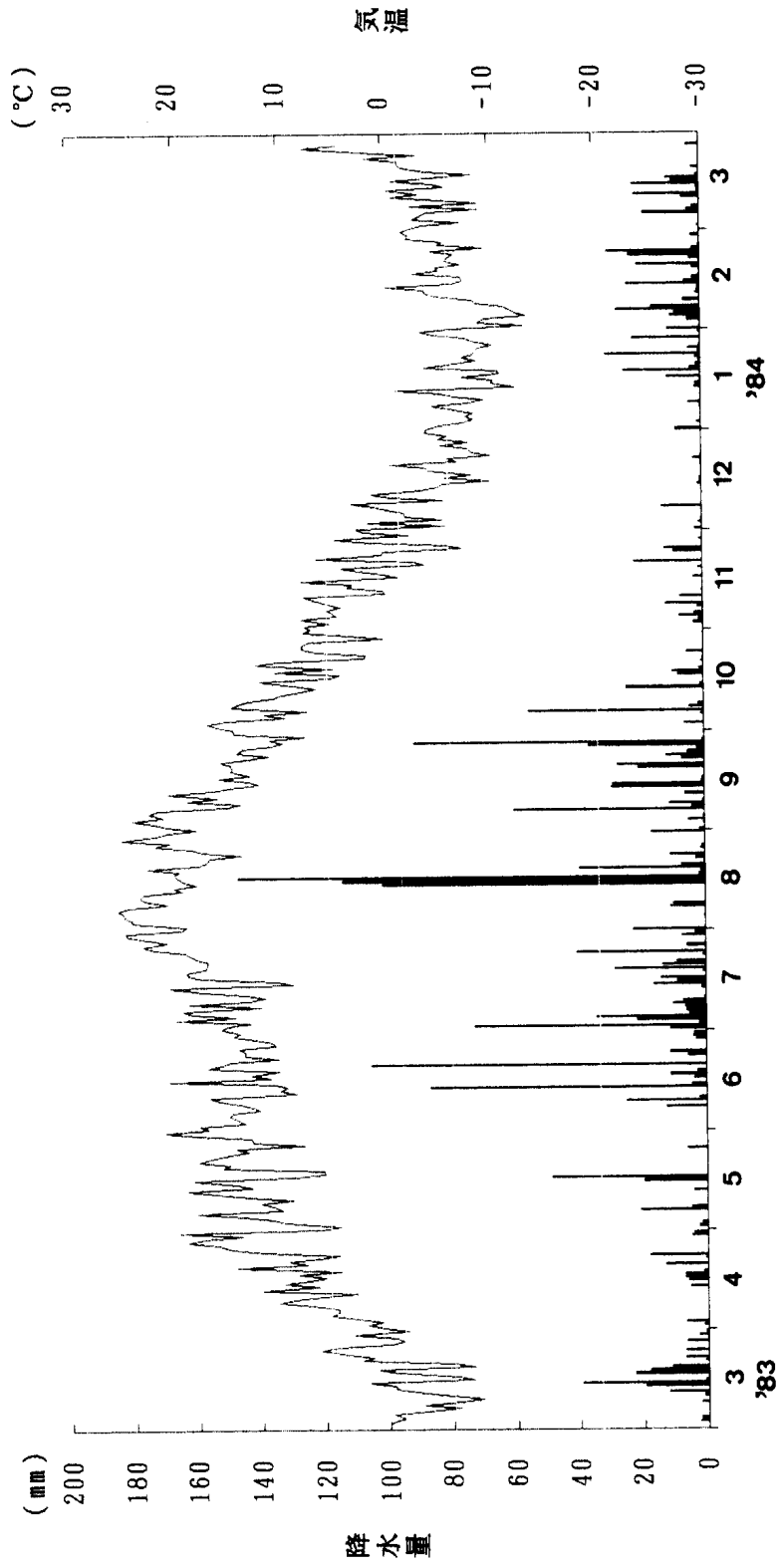
調査地域を第1図に示す。赤城山は、標高1827.6mの黒檜山を最高峰に、駒ヶ岳(1885m)、鈴ヶ岳(1564m)、長七郎山(1578.9m)から成る外輪山と、中央火口丘である地藏岳(1673.9m)を有し、東は足尾山地、西は利根川によって境され、北は片品川に沿う沼田盆地に、南は関東平野に臨む。

(26)

今から数万年前、赤城山火山活動終了後に山頂に直径4 km、短径2 kmほどのカルデラが形成された。このカルデラには水がたたえられカルデラ湖を形成した。その後、今から1～2万年前に小沼火山、地藏岳といった中央火口丘が形成され、元のカルデラ湖が三つに分断し、古大沼・新坂平湖・オトギの森湖が誕生した。このうちの大沼が大沼の前身であり、周囲から流入する土砂によ



第1図 調査地域



第2図 降水量と平均気温

(28)

る埋立と、水位変動によって現在見られる火口原湖大沼となった。

小沼火山は、1～2万年前に形成された直径1～1.2km、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である。この火口に湛水した湖が小沼である。

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。

小沼の周囲は雑木で覆われ、白い砂浜で囲まれている。この小沼は、赤城山の南面を流下する粕川の水源地、流入河川はなく、湖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大雨が降ったときは湧水がみられる。小沼の水は農業用水として利用され人工的に水位を調整されているが、その水量は把握できなかった。

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を示している。降水量は6～9月にかけて多く、冬期から5月にかけて少ない。降水日数は非常に多く、山岳気候特有のものである。

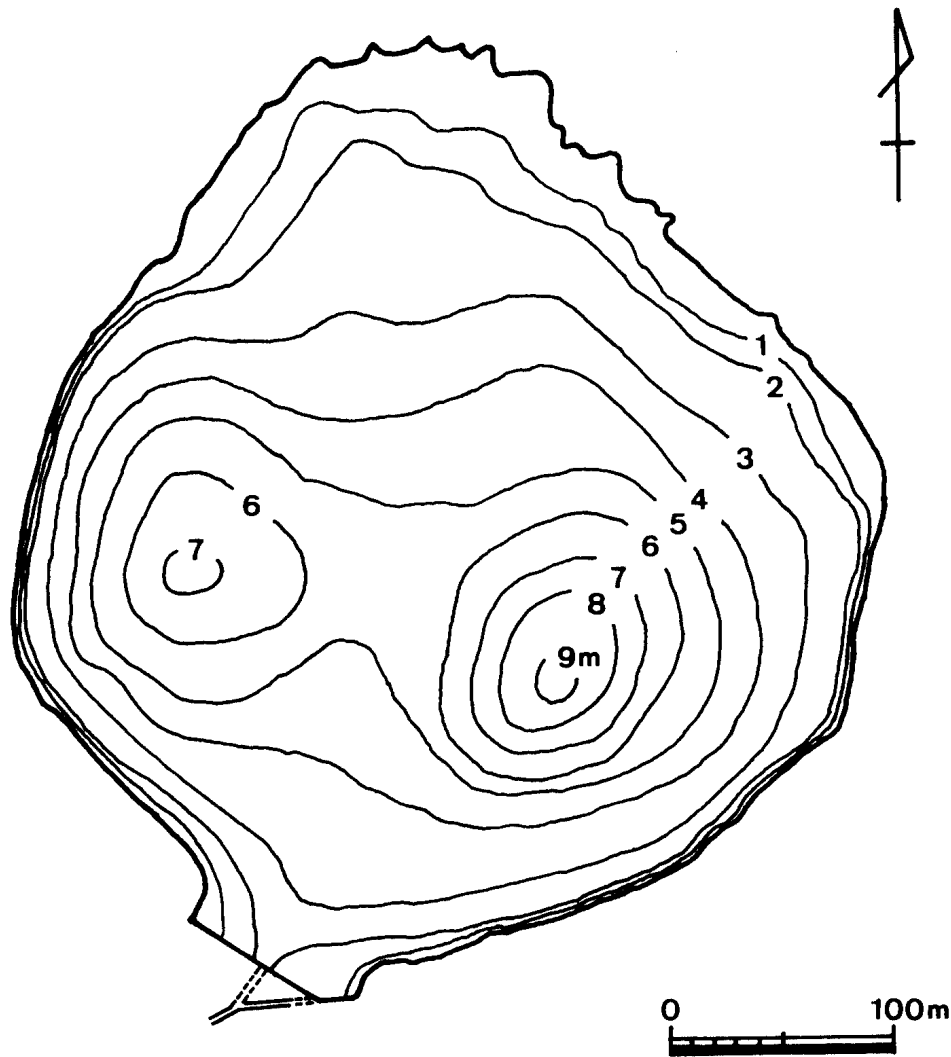
### Ⅲ 湖 盆 形 態

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地点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図に示す。また湖盆図から計測される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。その結果、小沼の面積は0.121km<sup>2</sup>、湖の最大長が437m、最大幅が373mであった。容積は、



第3図 小沼湖盆図

(30)

第1表 小沼の湖盆形態諸元一覧

標高	1,470(m)
最大長	437(m)
最大幅	373(m)
湖面積	0.121(km <sup>2</sup> )
湖岸線長	1.332(km)
肢節量	1.081
最大深度	9.14(m)
平均深度	3.67(m)
容積	443,819(m <sup>3</sup> )
集水域面積	0.356(km <sup>2</sup> )
平均傾斜	0.317

第2表 深度毎の容積

深度(m)	容積(m <sup>3</sup> )
0～1	114,950
1～2	103,490
2～3	86,623
3～4	63,123
4～5	40,783
5～6	21,998
6～7	8,974
7～8	3,065
8～9	804
9～9.14	9
TOTAL	443,819

443,819m<sup>3</sup>で、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。

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、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である。

集水域の面積は0.356km<sup>2</sup>で、湖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。

#### IV 水温と水質の観測結果

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

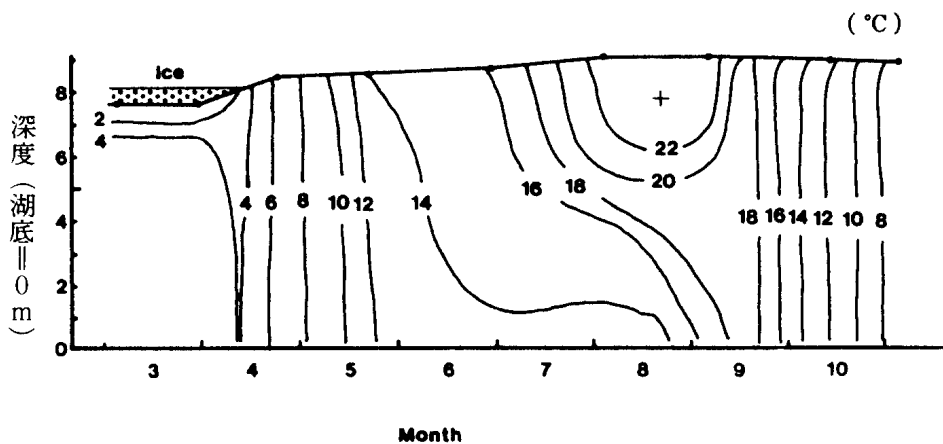
測定した。pH・RpHは、比色法を用いた。溶存酸素は、冬期間のみDOメータ（電気化学計器製）を用い、その他はウインクラージ化ナトリウム変法によって分析した。酸化還元電位は、RM-1K携帯用酸化還元電位差計（東亜電波製）を用いた。また、直径25cmのセッキ－円盤によって透明度を測定した。

観測は小沼の湖心で行い、垂直分布を把握するために、水深0.5m毎に採水して各水質を測定した。測定期間は1983年3月から1983年11月までの9ヶ月間である。

### ① 水温（第4図）

4月中旬に春期循環期を迎えた後、徐々に表層水温は上昇してゆく。5月下旬から次第に夏期循環期に入るが、6月の気温の低下と、多雨のため水温はほとんど上昇しない。梅雨明けから表層水温は漸増、最高水温は8月3日に22.9℃を示した。このときの深層の水温は14℃を示した。変温層の深度は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4.5mで、ほぼ実測値と一致した。若干実測値の方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。

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。気温の低下とともに徐々に表面から冷却されてゆき、11月下旬に結氷した。そ



第4図 水温の年変化

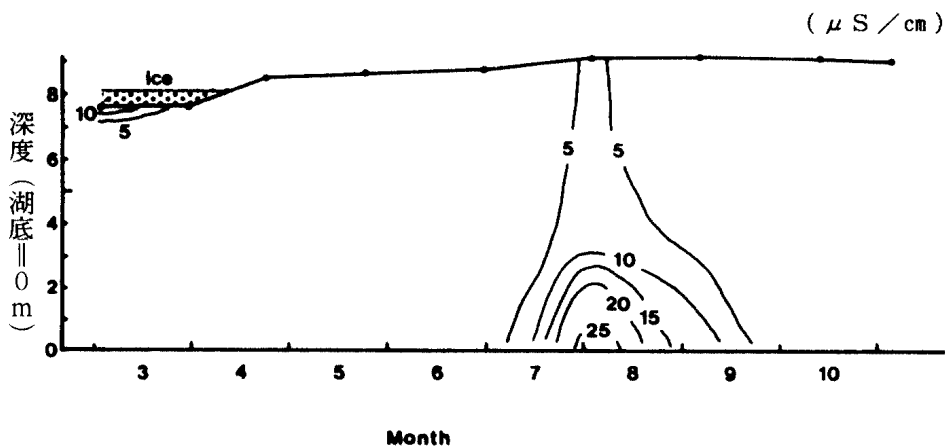
(32)

の後、1984年4月中旬までの6ヶ月間にわたって結氷していた。その氷の厚さは50~80cmにもおよぶ。この結氷期間の長さは、北アルプスの高山湖に次ぐものである。また結氷から解氷までの期間、氷直下を除いて水温は4℃以下にならないことがわかるが、この原因は、氷が厚いための水温の保温効果、もしくは湖底湧水の存在が考えられる。

水温からみた循環のタイプは温帯型を示した(新井, 1974)。しかし小沼の夏期停滞期は、水深が浅いこと、強風によって湖水が攪拌されることなどの理由のため、約2カ月である。

## ② 電気伝導度 (第5図)

電気伝導度の値は、年間を通してほぼ $3\mu\text{S}/\text{cm}$  (18℃補正)である。この値は日本全国の湖沼の中でも特異な数値であり、全国で比較的数字の低い火口湖でさえ $10\mu\text{S}/\text{cm}$ より低い湖沼は希である。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糖があるが、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へて現在のような値になったものと考えられる。後述するように、小沼湖岸部の侵食によって多量の粘土分が流入しており、電気伝導度の値はコロイド分が湖水中の電解物質と結合したためであろうと考えられる。11月4日に降水と湖岸から



第5図 電気伝導度の年変化



の湧水、および湖水の電気伝導度と  $\text{Cl}^-$  を測定したところ、電気伝導度は降水  $29 \mu\text{S}/\text{cm}$ 、湧水  $8 \mu\text{S}/\text{cm}$ 、湖水  $3 \mu\text{S}/\text{cm}$ 、 $\text{Cl}^-$  はそれぞれ  $0.4 \text{mg}/\ell$ 、 $1.0 \text{mg}/\ell$ 、 $0.5 \text{mg}/\ell$  であった。

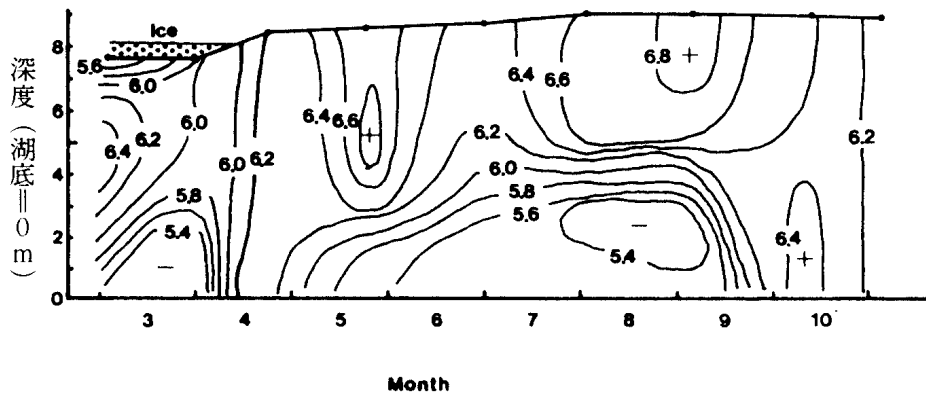
年変化の点では、夏期停滞期における底泥からの溶出による電気伝導度の上昇が顕著であるが、循環期の到来とともに全層の値は一定となる。また、結氷期の氷直下で電気伝導度の値が高くなっている。これは氷から電解物質が溶出してきた結果であろうと考えられる。

### ③ pH (第6図)

冬期の氷直下は氷が解けることによる pH 値の低下を示し、深層では有機物の分解のため酸素が消費され、pH 値の低下がみられる。pH は4月に全層  $6.0 \sim 6.2$  となった後、すぐに成層を始める。そして6月の多雨により一旦表層の pH が低下した後再び上昇し、深層水の pH は低下してゆく。夏期のもっとも成層が強い時期の表層水の pH は  $6.9$  を示し、深層水は  $5.3$  を示した。

pH の成層状態は、水温の2ヶ月と比較して5ヶ月間と長期間続いていることがわかる。

### ④ 溶存酸素 (第7図)



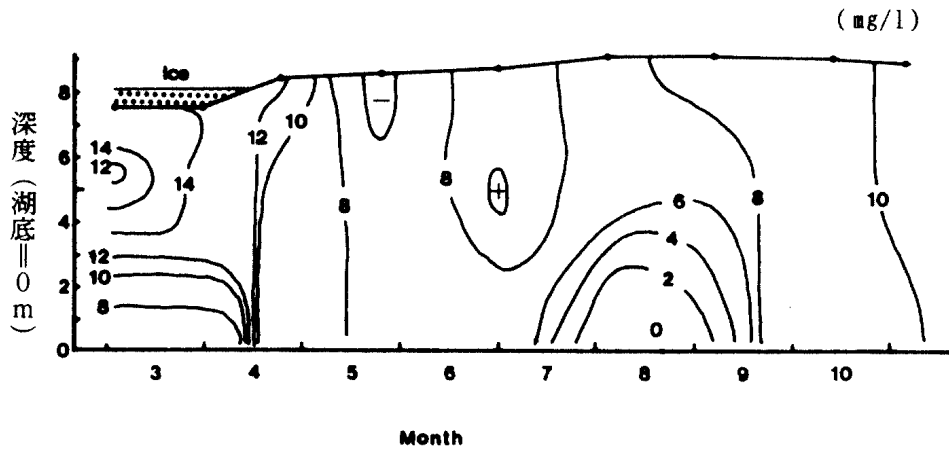
第6図 pH の年変化

(34)

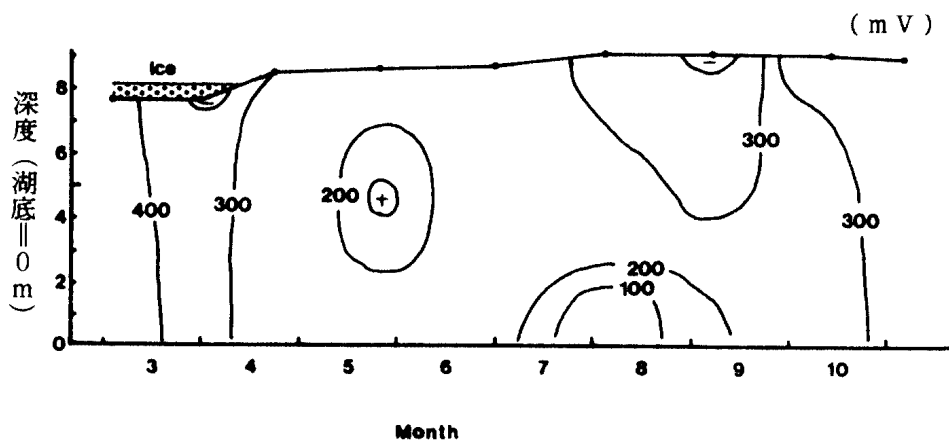
春季・夏季循環期には湖水は完全に循環しており、表層から深層までの溶存酸素の値はほぼ100%を示している。その後徐々に夏季停滞期を迎えてゆくが、それに伴い深層水の溶存酸素は減少し、8月にはほとんど存在しなくなる。夏季循環期とともに再び全層に酸素が供給されることがわかる。

⑤ 酸化還元電位 (第8図)

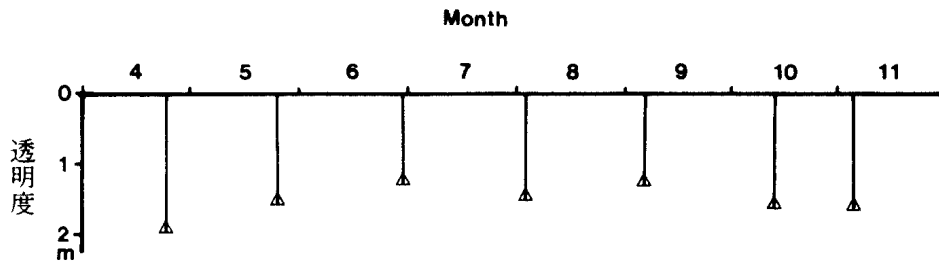
溶存酸素と同様に夏季停滞期の深層水で還元状態を示している。また冬季停滞期では湖底まで酸化状態にある。



第7図 溶存酸素の年変化



第8図 酸化還元電位の年変化



第9図 透明度の年変化

## ⑥ 透明度 (第9図)

透明度は、4月の下旬に2.0mの最大を示したが、年変化はあまりなく、平均で約1.5mであった。他の火口湖と比較してあまりよい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。このことを確認するために小沼の水を100 $\mu$ mのガラス繊維フィルターで濾過したところ、白色の粘土物質によってすぐに目詰まりを生じた。小沼の湖岸侵食は大規模に生じているわけではないが、小沼の容積が小さいために、透明度への影響が顕著であると考えられる。

小沼はかつては底まで見える清澄な湖沼であったが、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が観測されており、近年さらに透明度の低下が進んでいることがわかる。

## ⑦ 水位変動

五味(1980)、佐藤(1988)によると年間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ほとんどなく、冬季の結氷期間に1m下がった程度である。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。その後、11月下旬に結氷するまでほとんど水位は下がっていない。

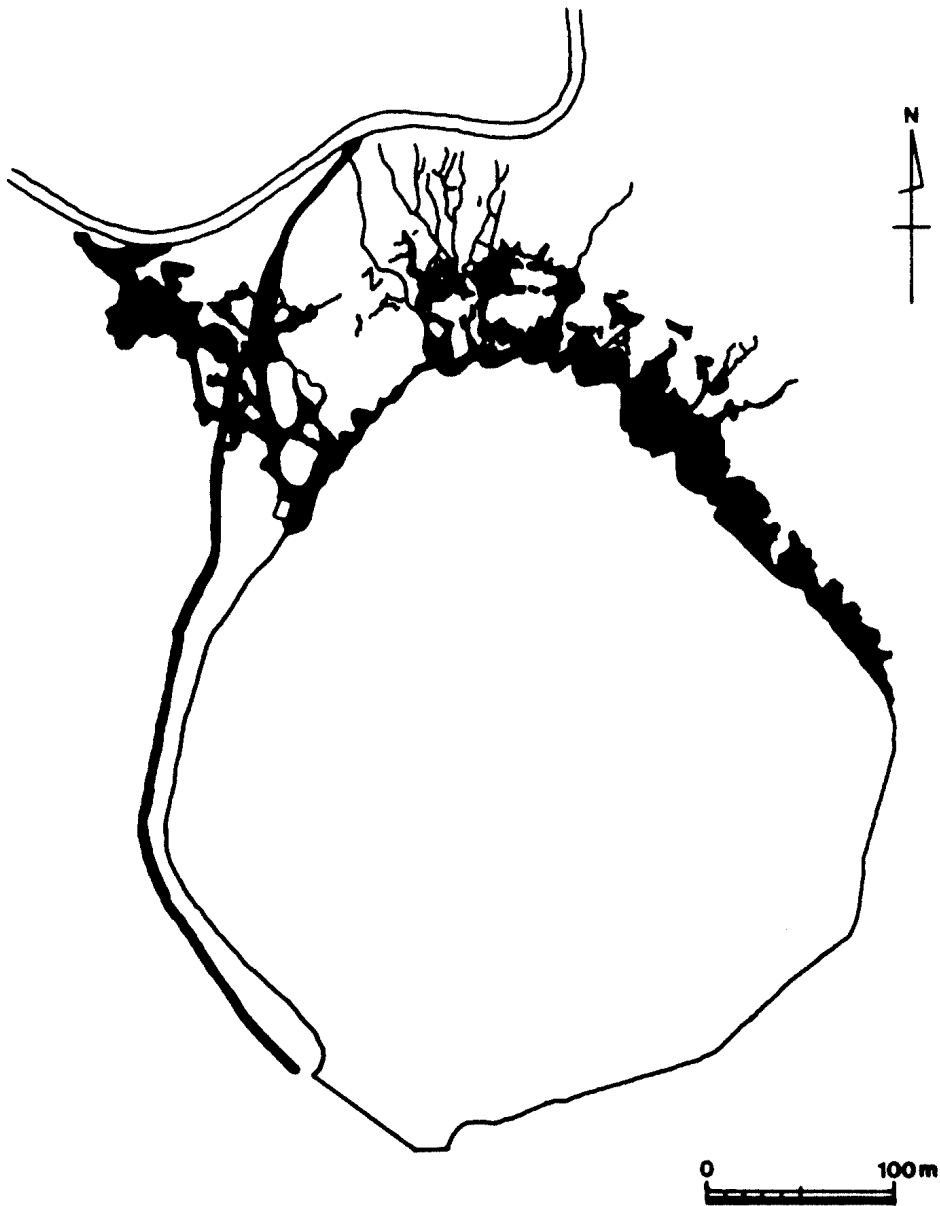
## V 湖岸の侵食

航空写真の判読によって得られた湖岸の侵食状況を第10図に示す。この道路

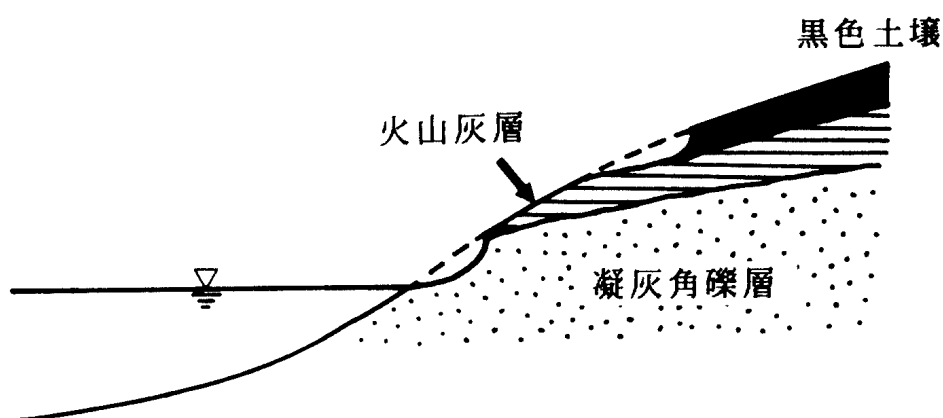
(36)

と水門はともに戦前に建設され、水門の水位調節によって侵食部分が拡大していったようである。侵食部分の面積は約12,000㎡であり、侵食部分の平均厚さを70~80cmと見積もると、その侵食量はおよそ10,000㎡程度と推定される。

侵食の分布をみると、湖岸部と湖岸から20~30mほど離れた部分とが帯状に連なっていることがわかる。この部分の断面を第11図に示す。侵食は凝灰角礫層と黒色土壌で生じており、火山灰層は侵食に対して比較的強く、あまり侵食



第10図 湖岸侵食分布図



第11図 湖岸侵食部の断面

されていない。

## VI まとめと問題点

小沼の湖盆を測量したところ、面積が0.121km<sup>2</sup>、容積443,819m<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。

小沼の夏季の表層水温は22.9°Cで、この時の深層水温は13.9°Cであった。水温変化の状況から判断すると、小沼は典型的な2回の停滞期と循環期を有する温帯湖である。もう少し水深があれば亜寒帯湖に分類されるであろう。電気伝導度が3μS/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確認必要がある。

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。

小沼の結氷期間は6ヶ月にもおよび、北アルプスの高山湖沼に匹敵する。また、氷厚は最大80cmにもなった。

観測期間の水位変化は1m以内と少なかった。

(38)

水質に対する湖岸侵食の土砂流入による影響は大きく、今後詳細な研究を行う必要がある。

## 謝 辞

末筆ながら、バンガロー森の家の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の山口雅功助教授、貴重なご助言をいただいた立正大学文学部地理学科の高村弘毅教授に厚くお礼申し上げます。

## 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, 147ページ.
- 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, 9, 48~60.
- 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一』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』日本学術普及会, 125~134.
- 守屋以智雄 (1968) : 『赤城火山の地形及び地質』前橋営林局, 1~65.
- 吉村信吉 (1937) : 『湖沼学』三省堂, 214ページ.