

II - 49

猪苗代湖における水温環境に関する研究

東北大学大学院 学生員 ○多久和 学
 東北大学大学院 正会員 田 中 仁
 日本大学工学部 正会員 藤 田 豊

1. はじめに

近年、水辺環境の重要性が再確認され、保全の努力が各地でなされている。特に湖沼のような閉鎖性水域は、水資源の確保という点からも重要である。湖沼の水質環境の維持、回復を行うためにも、その水理・水質特性を解明していくことは必要不可欠である。大規模な湖において、湖水の交流は、内部静振だけでなく、地形によるものがある。猪苗代湖においては、北部に広範囲にわたり浅瀬が広がっている。この浅瀬で、冬季に冷却され、密度を増した水塊が湖内へもぐりこみ、湖の水質に大きな影響を与えることが懸念される。猪苗代湖については、過去には、水温躍層の挙動などの研究については進められてきており¹⁾、また、猪苗代湖北部の浅瀬において、地形による局所的な水温変動も確認されている²⁾。本研究では、特に浅水域の広がっている湖北部について、冬季における温度分布を調べ、熱収支法から浅瀬での移流による熱の発散量を求め、冬季密度流の発生を確認する。

2. 研究対象水域

猪苗代湖の位置と等深図を図1に示す。なお図1中のアルファベットは水温計設置地点を表している。猪苗代湖は福島県のほぼ中央に位置する、周囲55.32km、最大深度93.5m、面積103.9km²という、全国第4位の面積をもつ淡水湖である。図1からわかるとおり、猪苗代湖の北部には水深10m以下の浅水域が広がっている。

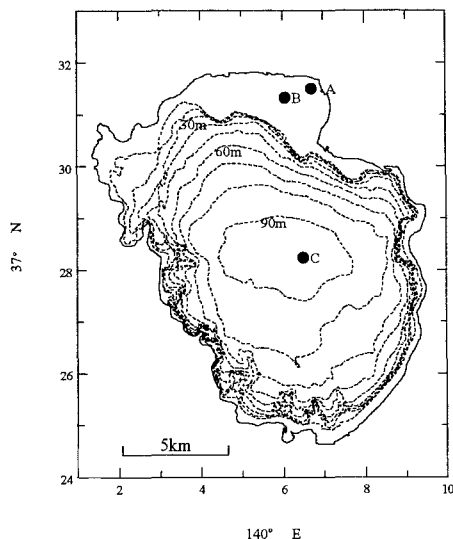


図1 猪苗代湖

3. 湖心部に見られる冬季の水温変動

図2に、2001年11月後半の湖心部での水温変動を示す。水深30~40m地点において、水温のスパイク形状が多々存在しているのが見て取れる。このような湖内の水温分布が見られるのは、浅瀬において、外気温の影響を受け、冷却され、密度を増した水塊が、湖心部において等密度である水深30~40mの層へと流入しているためであると考えられる。そこで、湖内の浅部と深部における熱交換に注目し、浅部への熱の流入を考えるため、熱収支法を用いて移流による熱の発散量の算定を行った。

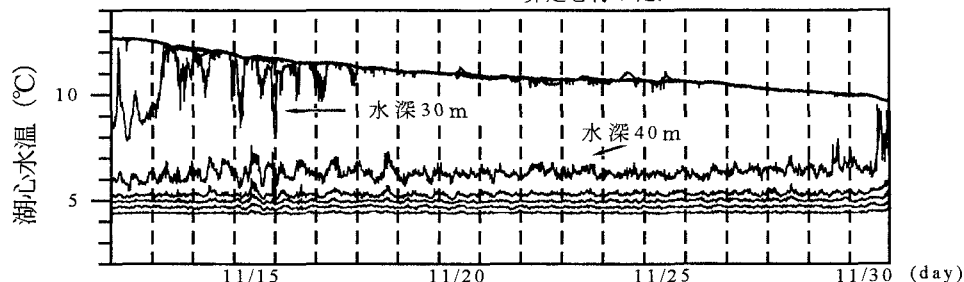


図2 2001年11月12日~30日の湖心水温分布

4. 熱収支による湖北部浅水域での温度環境評価

4.1 熱収支法

熱収支法は、水域と大気間の熱の出入りにおける 4 つのフラックス、つまり短波放射、長波放射、潜熱輸送、顕熱輸送と、それらを差し引いた貯熱量とで熱の収支を取る方法である。それぞれのフラックスを求める方法は多々あるが、本研究では、単層モデルによるバルク法を用いて解析を行った。種々の気象データおよび実測による表面温度を熱収支式（式（1））に代入し、式（2）より、浅水域における移流による熱の発散量 F の値を求めた。

$$(1 - \text{ref})S\downarrow + L\downarrow - G = \sigma T_s^4 + \varepsilon E + H \quad (1)$$

$$G = S + F \quad (2)$$

ここで、 ref はアルベド値 ($=0.06$)、 $S\downarrow$ は全日射量 (Wm^{-2})、 $L\downarrow$ は大気からの下向き長波放射量 (Wm^{-2})、 G は水面が獲得する正味の熱放射量 (Wm^{-2})、 σ はステファン・ボルツマン係数 ($=5.670 \times 10^{-8} Wm^{-2}K^{-4}$)、 T_s は水表面温度 (K)、 εE は潜熱輸送量 (Wm^{-2})、 H は顕熱輸送量 (Wm^{-2}) をそれぞれ表し、 $(1 - \text{ref})S\downarrow$ は下向きの短波放射量 (Wm^{-2})、 σT_s^4 は水表面温度に対する黒体放射量 (Wm^{-2})、 S は貯熱量 (Wm^{-2})、 F は移流による熱の発散量 (Wm^{-2}) を表している。

また、表面温度 T_s については、北部浅水域（図 1 中の A、B 地点）の面積による重み付けを行ったものを使用した。

4.2 移流による熱発散量 F の算出結果と現地観測データの比較

式（1）、（2）により、浅水域での F の値を求め、その変化を図 3 に示す。なお、図 1 中の A 地点が小黒川東、B 地点が小黒川西、C 地点が湖心を表している。

図 3 は 2001 年 11 月 12 日～16 日の 5 日間の F と水温、および気温の変動である。丸で囲ってあるところが浅瀬から湖心に渡り冬季密度流が観測できたところである。気温の低下に伴い浅瀬部分の水温が急激に低下し、その密度を増した水塊が湖心の約 30m 水深のところへ現れていることが見て取れる。 F も併せてみると、この丸で囲った部分で F の値が非常に小さくなっていることが見て取れる。 F が負の値であるということはそこへ熱が流入していることを示している。よって、冷水塊が湖心部へと広がっていったところへ、そ

れを補う形で流入があったことを示唆している。他の F が負の大きな値をとっているところは、湖心部では確認はできないが、これは設置した水温計のある高さへ流入していないため、現れていないと考えられる。

5. まとめ

現地観測データより、気温の低下に伴う、浅瀬の冷却された水塊が、湖心部へと現れていることが確認できた。熱収支による移流による熱発散量 F の算定から、同時刻に熱の流入も確認することができた。これより、猪苗代湖における冬季密度流の存在を確認できた。

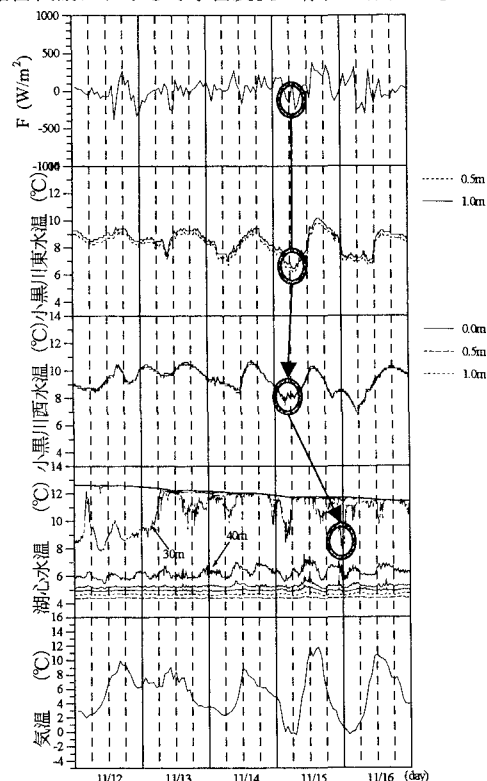


図 3 移流による熱発散量 F および水温、気温変化

謝辞：本研究は文部科学省学術フロンティア推進事業（日本大学工学部）の一部として行われたものである。

〔参考文献〕

- 1) 戸塚康則他：猪苗代湖における内部静振観測，水工学論文集，第 45 巻，pp.1177-1182, 2001.
- 2) 多久和 学他：猪苗代湖水表面温度の時空間分布特性の解析，土木学会東北支部技術発表会論文集，pp.232-233, 2002.